

姚隽琛, 周天军, 邹立维. 2018. 基于气候系统模式 FGOALS-g2 的热带气旋活动及其影响的动力降尺度模拟 [J]. 大气科学, 42 (1): 150–163. Yao Junchen, Zhou Tianjun, Zou Liwei. 2018. Dynamical downscaling of tropical cyclone and associated rainfall simulations of FGOALS-g2 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 42 (1): 150–163, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1704.17129.

基于气候系统模式 FGOALS-g2 的热带气旋活动及其影响的动力降尺度模拟

姚隽琛^{1,2,4} 周天军^{1,2} 邹立维^{1,3}

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 (UCAS), 北京 100049

3 南京大学江苏省气候变化协同创新中心 (JCICCC), 南京 210023

4 中国气象局国家气候中心, 北京 100081

摘 要 热带气旋是气候模拟关注的重要对象, 但是, 由于当前的气候系统模式分辨率较低, 难以合理再现热带气旋分布特征, 因此, 动力降尺度就成为一种有效的手段。本文使用区域气候模式 RegCM3, 对中国科学院大气物理研究所气候系统模式 FGOALS-g2 的模拟结果进行动力降尺度, 基于热带气旋路径追踪法, 从热带气旋的路径、强度和降水三个方面, 检验了动力降尺度在热带气旋模拟能力上的增值。结果表明, 动力降尺度结果大幅提升了热带气旋路径频率的模拟, 较之全球模式, 其与观测的路径频率分布的空间相关系数从 0.57 提升至 0.74; 区域模式模拟的热带气旋强度与观测更为一致, 全球模式难以模拟 40 m s^{-1} 以上风速的热带气旋, 区域模式能够模拟风速为 60 m s^{-1} 的热带气旋; 在热带气旋降水方面, 降尺度后的热带气旋降水贡献率和平均热带气旋降水强度均有所改善, 在西北太平洋区域较之全球模式, 区域模式将热带气旋降水贡献率和降水强度提高了 10% 和 4.7 mm d^{-1} 。动力降尺度后 TC (tropical cyclone) 的模拟技巧得到提升的区域为西北太平洋区域, 但在中国南海区域, 技巧提升的不显著甚至有所下降。关于动力降尺度结果在西北太平洋区域的技巧提升, 分析表明能够更好地体现 CISK (Conditional Instability of the Second Kind) 机制是主要原因, 区域模式模拟的水汽增多、正涡度增强、上升运动增强而垂直风切变减弱都有显著贡献。

关键词 热带气旋路径 热带气旋降水 气旋路径追踪 区域模式 西北太平洋

文章编号 1006-989(2018)01-0150-14

中图分类号 P447

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1704.17129

Dynamical Downscaling of Tropical Cyclone and Associated Rainfall Simulations of FGOALS-g2

YAO Junchen^{1,2,4}, ZHOU Tianjun^{1,2}, and ZOU Liwei^{1,3}

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

3 Jiangsu Collaborative Innovation Center for Climate Change, Nanjing 210023

4 National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081

收稿日期 2017-03-04; 网络预出版日期 2017-04-26

作者简介 姚隽琛, 男, 1991 年出生, 博士研究生, 主要从事气候模拟的研究。E-mail: yaojc@lasg.iap.ac.cn

通讯作者 周天军, E-mail: zhoutj@lasg.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41420104006、41125017

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41420104006, 41125017)

Abstract Tropical cyclone (TC) plays an important role in climate research. However, due to the relatively low model resolution, there remain challenges in simulating the distribution of TC by using global climate models. Dynamical downscaling has been a useful tool for TC research. In this paper, a regional climate model RegCM3 was used to dynamically downscale the historical TC simulation of FGOALS-g2 (grid-point version 2 of Flexible Global Ocean–Atmosphere–Land System model), a global climate system model developed by LASG/IAP. A tropical cyclone track detection method was applied to reveal the added value of dynamical downscaling in simulating track distribution, intensity and rainfall of TCs. The result of dynamical downscaling shows distinct improvements in simulating the TC distribution, intensity and associated rainfall. The pattern correlation coefficient of TC track distribution is improved from 0.53 to 0.74 by the regional model. The underestimated TC intensity from FGOALS-g2 simulation is enhanced in RegCM3 (Version 3 of the Regional Climate Model) by 20 m s^{-1} . In addition, the total rainfall contribution and intensity are enhanced by 10% and 4.7 mm d^{-1} in RegCM3 compared to that in the global model over the western North Pacific region. In addition to the influence of increasing model resolution, large-scale variables such as increased moisture, enhanced relative vorticity and ascending motion, and weakened vertical wind shear are responsible for the improvements of TC simulating skill in RegCM3 as a result of better reproduction of CISK (Conditional Instability of the Second Kind) mechanism.

Keywords Tropical cyclone track, Tropical cyclone rainfall, Tropical cyclone track detection, Regional climate model, Western North Pacific

1 引言

热带气旋 (TC) 是影响社会和经济的重要气象现象 (端义宏等, 2005; 丛春华等, 2011)。西北太平洋地区是 TC 生成最多的区域, 其造成的强风、强降水, 给沿岸的社会生产与生活带来严重影响 (Mcbride, 1995; 林惠娟和张耀存, 2004)。气候系统模式是理解气候变化机理、预测和预估其未来变化的重要工具, 但是, 受资源的限制, 用于长期模拟积分的气候系统模式往往采取较低的分辨率, 无法合理刻画 TC 的活动 (Gentry and Lackmann, 2010), 造成模拟的 TC 在路径、强度和降水上存在较大偏差 (Zhao et al., 2009; Bender et al., 2010; Murakami et al., 2012, 2014; Knutson et al., 2013)。使用分辨率相对较高的区域气候模式对全球模式的结果进行动力降尺度模拟, 是气候模拟研究领域通常采用的方法 (王世玉和张耀存, 1999; 钟中等, 2004; 张冬峰等, 2005, 2016; 石英和高学杰, 2008; 黄安宁等, 2009; 石英等, 2010)。

围绕着分辨率较低的全球气候系统模式对 TC 的模拟能力, 人们做过许多分析。例如 Manabe et al. (1970) 第一次使用大气环流模式模拟出了热带气旋式低压, 尽管模拟出的气旋不论是强度还是尺度都远弱于观测。近年来, 随着气候系统模式的分辨率逐步提高, 其对 TC 的模拟越来越更接近于观测 (Bengtsson et al., 1995; Kobayashi and Sugi, 2004; Murakami and Sugi, 2010; Strachan et al., 2013)。然而, 就多年平均气候态而言, 较之观测, 当前的

CMIP5 全球气候模式模拟的 TC 数量偏少、强度偏弱 (Murakami et al., 2014)。

区域模式因其较高的分辨率被广泛使用在气候研究领域, 其可以合理刻画当前气候并被广泛运用于全球变暖研究中 (Gao et al., 2006; 陆艳艳和张耀存, 2007; Zhong et al., 2010)。因区域模式的分辨率较之全球模式明显提高, 区域模式对于 TC 的模拟能力显著提升 (蒋小平等, 2009; 刘磊等, 2011, 2017; 周冠博等, 2012; 姚隽琛等, 2015)。采用分辨率较高的区域模式对全球模式结果进行降尺度, 是 TC 研究中常用的方法。Emanuel (2013) 研究发现, 经过对 CMIP5 (Coupled Model Inter-comparison Project–Phase 5) 中 6 个气候系统模式结果进行动力降尺度, 降尺度后的 TC 数目更多、强度更强, 分布与观测更加一致。

FGOALS-g2 (Flexible Global Ocean–Atmosphere–Land Surface–sea ice) 是中科院大气所开发的气候系统模式, 参加了 CMIP5, 结果在国际气候学界得到广泛使用。但是, 受计算条件所限, 其大气模式分辨率只有 $2.8^\circ \times 2.8^\circ$, 这制约了该模式结果在 TC 变化等研究中的应用。采用区域模式对 FGOALS-g2 的结果进行动力降尺度是一条有效途径。区域气候模式 RegCM3 对东亚气候具有强调的模拟能力 (张冬峰等, 2005)。Zou et al. (2016) 的研究表明, 在使用区域气候模式 RegCM3 对 FGOALS-g2 进行动力降尺度后, 其模拟的东亚区域季风环流与降水更接近观测。但是, 关于 FGOALS-g2 在热带气旋分布及其降水的动力降尺度模拟效果如何, 尚需进一

步研究。

本文的目的是使用区域气候模式 RegCM3, 对全球气候系统模式 FGOALS-g2 的结果进行动力降尺度, 从 TC 的路径、强度及降水方面, 检验动力降尺度结果在 TC 模拟方面的增值, 并理解其机理。

2 模式、观测数据和方法

2.1 模式介绍

2.1.1 全球气候模式

本文使用的全球气候模式为大气物理研究所 LASG 实验室开发的耦合气候系统模式 FGOALS-g2 (Li et al., 2013a)。其大气模式为 GAMIL2.0 (Li et al., 2013b), 模式水平分辨率为 $2.8^{\circ} \times 2.8^{\circ}$; 海洋模式为 LICOM2 (Liu et al., 2013), 水平分辨率为赤道 ($20^{\circ}\text{S} \sim 20^{\circ}\text{N}$) 加密, 其他区域为 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ 。使用的模式输出结果为 1980~2005 年历史气候模拟, 用于分析的资料时间段为 1986~2005 年。关于 FGOALS 模式的细节见 Zhou et al. (2014)。

2.1.2 区域气候模式

本文使用区域气候模式 RegCM3 (Version 3 of the Regional Climate Model; Pal et al., 2007) 对 FGOALS-g2 模式进行动力降尺度。其使用的积云参数化方案为 Grell 方案 (Grell, 1993); 辐射模块为 NCAR 开发的 CCM3 辐射模块 (Kiehl et al., 1996); 边界层方案为非局地边界层方案 (Holtzlag et al., 1990); 生物—大气转换方案为 Dickinson 方案 (Dickinson et al., 1993); 海—气通量计算方案为 Zeng 方案 (Zeng et al., 1998)。其中积云对流参数化方案被调整为在只有从云顶到云底的平均相对湿度大于 0.7 时触发对流。研究证实, 该参数调整可改进模式对东亚—西北太平洋地区夏季风的模拟 (Zou and Zhou, 2011, 2013a, 2013b)。

2.2 试验设计

本文使用区域气候模式 RegCM3 对 FGOALS-g2 进行动力降尺度。区域模式水平分辨率为 50 km, 垂直层为 18 层, 缓冲区为 15 个模式格点。初始条件、下垫面和边界条件由 FGOALS-g2 提供, 每 6 小时更新。边界条件如海温、海冰同样由 FGOALS-g2 历史气候模拟提供。试验模拟的时间为 1980~2005 年, 用于分析的资料时间段为 1986~2005 年。具体试验设计如 Zou et al. (2016) 所描述。本文分析工作使用的模式数据包括地表 10 m 风速、表面气压、气温、风场、垂直速度等的逐日输出资料。

2.3 观测和再分析数据

使用的观测与再分析资料如下:

(1) 观测台风资料为 IBTrACS (International Best Track Archive for Climate Stewardship) 的 best-track 资料 (IBTrACS v03r08; Knapp et al., 2010), 提取逐日分辨率用于计算和绘图。

(2) JRA55 (Japanese 55-year Reanalysis) 再分析资料中的气温、风场、垂直速度、表面气压、10 m 风场逐日变量 (Ebita et al., 2011), 水平分辨率为 $1.25^{\circ} \times 1.25^{\circ}$, 时间分辨率为逐日。

(3) 降水资料为 GPCP (Global Precipitation Climatology Project version 2.2) 逐日联合降水资料 (Adler et al., 2003; Huffman et al., 2009), 资料水平分辨率为 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$, 时间分辨率为逐日。

需要说明的是观测热带气旋与 JRA55 资料选取时间段为 1986~2005 年, GPCP 降水资料选取时间段为 1997~2005 年 (资料从 1997 年开始), 故在讨论 TC 降水时时间段为 1997~2005 年。

2.4 分析方法

2.4.1 热带气旋路径追踪方法

热带气旋路径追踪法是在高分辨率模式中检测热带气旋的一种分析方法 (Walsh et al., 2007; Murakami and Sugi, 2010; Strachan et al., 2013; Murakami, 2014), 前人比较了不同的判定标准, 结果表明不同的判定标准及数值微调不会对热带气旋路径的空间分布及数目造成很大影响 (Murakami, 2014)。本文用于检测模式中热带气旋的判定标准与 Murakami (2014) 一致, 具体准则为:

(1) 模式格点的相对涡度大于 $1.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (用以检测热带气旋的强度);

(2) 模式格点在 850 hPa、500 hPa 和 300 hPa 的温度高于周围 10° 格点 0.8 K (用以检测热带气旋的暖核结构);

(3) 模式格点在 850 hPa 的风速大于 300 hPa 的风速 (用以剔除副热带气旋);

(4) 持续时间超过 48 h (该判据以 JRA55 数据为基准建立, 并将判据应用于模式结果)。

2.4.2 热带气旋路径、强度、降水贡献及降水强度计算

根据 Saffir-Simpson 台风风速, 将 TC 强度等级划分为热带低压 (简称 TD; $0 \sim 17 \text{ m s}^{-1}$)、热带风暴 (简称 TS; $17 \sim 33 \text{ m s}^{-1}$)、等级 1 (C1; $33 \sim 43 \text{ m s}^{-1}$)、等级 2 (C2; $43 \sim 50 \text{ m s}^{-1}$)、等级 3 (C3;

50~59 m s⁻¹)、等级 4 (C4; 59~70 m s⁻¹)、等级 5 (C5; 70 m s⁻¹ 以上)。TC 在相邻时间段内的强度定义为前一个时间节点时被追踪到的强度, 绘制路径时逐日绘制。

TC 路径频率的计算是统计 5.0°×5.0°内经过的热带气旋路径数目后做时间平均, 单位为 a⁻¹。基于热带气旋路径追踪法, 在检测到热带气旋后, 参照 Knutson et al. (2015), 将热带气旋周围 8.0°×8.0°的降水视为由热带气旋导致。热带气旋降水贡献为气候态热带气旋降水除以气候态降水。而平均热带气旋降水强度则为总热带气旋降水除以热带气旋数目。

2.4.3 非绝热加热率计算

为了评估 TC 活动区域的非绝热加热率, 这里使用总非绝热加热率 (Q_1) 来衡量 TC 活动区域的非绝热加热。与前人研究一致 (Nigam et al., 2000; Hagos et al., 2010), 总非绝热加热率 Q_1 是热力学方程的残差项, 其公式为

$$Q_1 = \frac{c_p T}{\theta} \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + \omega \frac{\partial \theta}{\partial z} \right), \quad (1)$$

其中, c_p 是干空气的定压比热容; T 为气温; θ 为位温; u 和 v 为纬向和经向风; ω 为垂直速度。对 Q_1 进行整层积分, 整层积分的 $\langle Q_1 \rangle$ 为

$$\langle Q_1 \rangle = g^{-1} \int_{p_s}^{p_t} Q_1 dp, \quad (2)$$

其中, g 为重力加速度, p_s 为表面气压, p_t 为 100 hPa。

3 FGOALS-g2 及 RegCM3 模拟的热带气旋

3.1 热带气旋路径

图 1 给出了 1986~2005 年中观测及基于 TC 路径追踪法在 JRA55、FGOALS-g2 和 RegCM3 中检测到的 TC 路径。在观测中, 西北太平洋区域每年平均有 23.7 个 TC。基于 TC 路径追踪法, JRA55 中平均每年检测到 TC 的为 23.1 个, 较观测略微偏低。由于 FGOALS-g2 的分辨率较低, 检测到的 TC 为平均每年 15.6 个。而 RegCM3 结果较 FGOALS-g2 有较大提升, 检测到的 TC 为平均每年 24.1 个。

在 TC 强度方面, 观测中大部分 TC 为等级 1 以上 (图 1a; 图 3b)。前人研究表明 (Murakami, 2014), 由于再分析数据的分辨率较低, 难以合理刻画 TC 的结构, 会显著低估 TC 的强度。本文基于 JRA55 中检测到的 TC 较之观测强度偏低 (图 1b), 例如, 没有模拟出等级 2 以上的 TC。较之观测和 JRA55,

FGOALS-g2 中检测到的 TC 强度被明显低估, 难以再现等级 1 以上的 TC。较之 FGOALS-g2, RegCM3 显著提升了 TC 强度的模拟技巧, 与 JRA55 的结果更为一致, 其能够模拟出等级 2 以上的热带气旋。

为揭示动力降尺度在模拟 TC 路径空间分布的增值, 图 2 给出了 5°×5°区域内 TC 的路径频率分布。观测中, TC 路径频率的高值区位于中国南海至菲律宾东部太平洋上 (图 2a)。JRA55 的结果与观测较为一致 (图 2b), 与观测结果的空间相关系数为 0.93, 说明 JRA55 在 TC 路径频率空间分布具有较高的刻画能力。较之观测和 JRA55, FGOALS-g2 在整个太平洋区域都明显低估了 TC 的路径频率, 特别是显著低估了菲律宾海一带 TC 的路径频率。这使得 FGOALS-g2 中 TC 路径频率的高值区偏向中国南海一带 (图 2c)。其与观测的空间相关系数仅为 0.57。较之 FGOALS-g2, RegCM3 可以更好的刻画 TC 路径频率分布, 并显著提升了西北太平洋区域的 TC 路径频率模拟 (图 2d)。区域模式模拟的 TC 路径频率高值区位于菲律宾东部太平洋上, 和观测与 JRA55 结果更为一致。RegCM3 与观测的空间相关系数提高到了 0.74。图 2d 以黑色等值线进一步给出 RegCM3 与 FGOALS-g2 模拟的 TC 路径频率之差。可见, 较之 FGOALS-g2, RegCM3 主要改善了菲律宾海东侧西北太平洋区域的 TC 路径频率, 但低估对中国南海区域的 TC 路径频率, 使得其高值区偏向菲律宾以东。

模式模拟的 TC 路径频率具有明显的区域差异, 为便于定量比较, 我们将 TC 活动主要区域划分为四个区 (图 2a 黑色框型区域): 西北太平洋区域 (简称 WNP; 9°~27°N, 120°~150°E); 中国南海区域 (简称 SCS; 9°~24°N, 120°~130°E); 中国东—黄海区域 (简称 EYS; 26°~37°N, 120°~130°E); 日本南部区域 (简称 EYS; 29°~37°N, 130°~145°E)。表 1 给出了各区域加权平均的 TC 路径频率。根据表 1 可知, 观测中主要的 TC 活动范围在 WNP 及 SCS 区域, 而 EYS 和 JPS 区域 TC 活动则较低。JRA55 能够合理刻画观测中的 TC 路径频率分布, 除了高估了 WNP 区域的 TC 路径频率 (偏多 0.59 a⁻¹)。较之观测, FGOALS-g2 在各区域均显著低估了 TC 路径频率, 在 WNP、SCS、EYS 和 JPS 区域分别低估了 54%、32%、79%和 97%的 TC 路径频率。较之 FGOALS-g2, RegCM3 主要改善了 WNP、EYS 和 JPS 区域的 TC 路径频率模拟 (较后

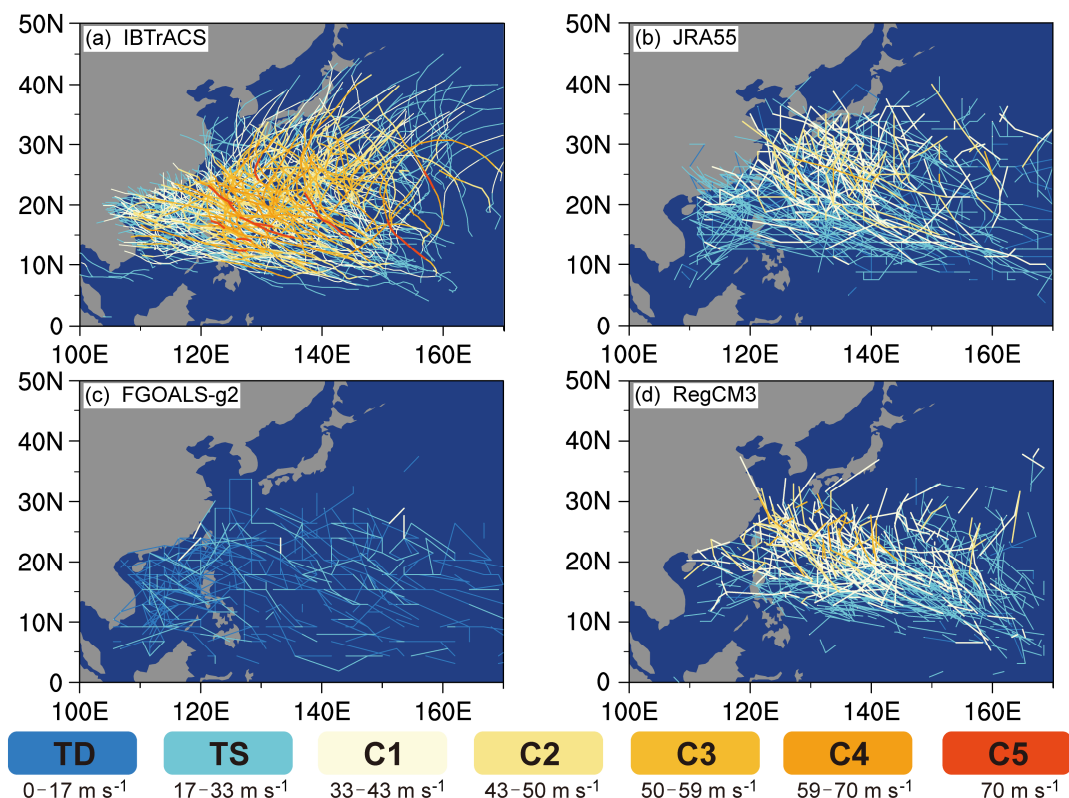


图1 1986~2005年东亚区域热带气旋路径: (a) 观测 (IBTrACS 资料); (b) JRA55 数据; (c) FGOALS-g2; (d) RegCM3。填色为根据 Saffir-Simpson 台风风速进行的划分: 热带低压 (TD)、热带风暴 (TS)、等级 1~5 (C1 到 C5)

Fig. 1 Tropical cyclone (TC) tracks from 1986 to 2005 derived from (a) observations (IBTrACS), (b) JRA-55 data, (c) FGOALS-g2 model, and (d) RegCM3 model over the western North Pacific. The intensities of TCs (colored tracks) are categorized based on the Saffir-Simpson hurricane wind scale [tropical depression (TD), tropical storms (TS), and the categories 1–5 (C1–C5)]

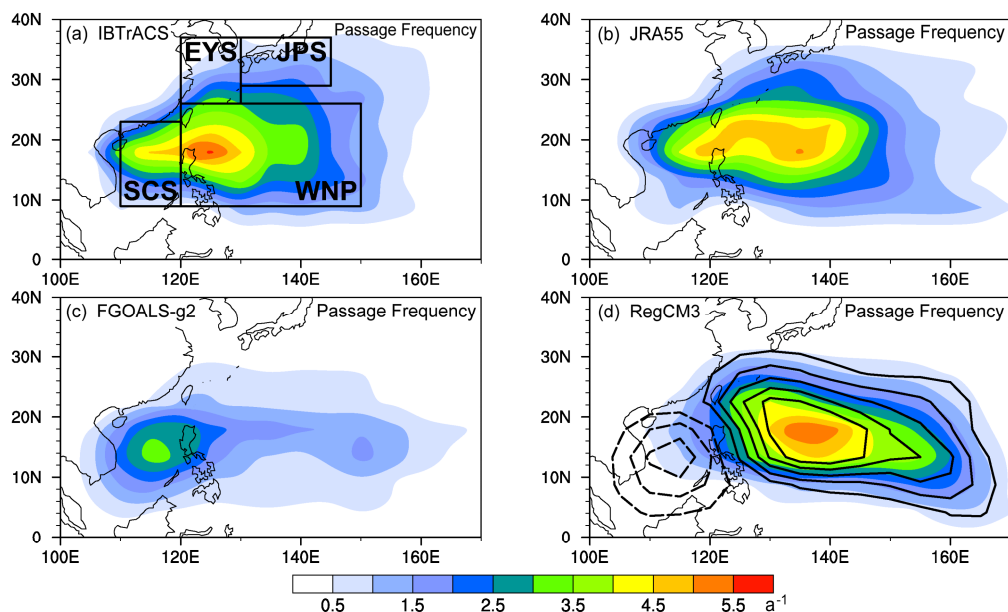


图2 1986~2005年东亚区域热带气旋路径频率 (单位: a^{-1}): (a) 观测 (IBTrACS 资料); (b) JRA55; (c) FGOALS-g2; (d) RegCM3 (等值线为 RegCM3 减去 FGOALS-g2 结果; 等值线间隔 0.5 a^{-1} , 正值实线, 负值虚线, 零值省略)

Fig. 2 Frequency of tropical cyclone occurrence (shaded; units: a^{-1}) from 1986 to 2005 over the western North Pacific derived from (a) observations (IBTrACS), (b) JRA-55 data, (c) FGOALS-g2 model, and (d) RegCM3 model. The contours in (d) denote the difference between RegCM3 and FGOALS-g2 (contour interval is 0.5 a^{-1} , solid and dashed contours denote positive and negative values respectively, and zero value is omitted)

者分别提高了 127%、142%、633%)。其中在 WNP 区域 RegCM3 与观测结果最为接近 (3.2 a^{-1})，模拟技巧提升最为显著。值得指出的是 RegCM3 在 SCS 区域的 TC 路径频率模拟技巧略微降低。

表 1 区域加权平均的热带气旋路径频率 (单位: a^{-1})
Table 1 Regional-weighted-average tropical cyclone track frequency (units: a^{-1})

	热带气旋路径频率/ a^{-1}			
	观测	JRA55 数据	FGOALS-g2	RegCM3
WNP	3.1	3.6	1.4	3.2
SCS	2.9	2.8	1.9	1.5
EYS	1.2	1.1	0.3	0.6
JPS	1.0	1.0	0.0	0.2

3.2 热带气旋强度

动力降尺度大幅度改善了气候态的 TC 路径频率空间分布的模拟。为检查其在 TC 年循环及强度方面的模拟结果，图 3 给出了 TC 的年循环和强度分布。如图 3a 中黑色实线所示，观测中 TC 在西北太平洋区域 6 月开始增多，在 7~10 月达到峰值，之后开始下降。JRA55 的结果与观测结果类似，虽在 6~9 月低估了 TC 的数目，在 10~12 月高估了 TC 数目，但整体季节循环特征与观测结果较为一致。FGOALS-g2 模拟的 TC 峰值月为 7~11 月，但显著低估了 7~9 月的 TC 数目。而 RegCM3 比 FGOALS-g2 在 TC 年循环方面更具有优势，总体上季节循环更为接近观测。特别在 TC 峰值月份，动力降尺度结果较大提升了 TC 的数目，但略微高估了 2~6 月的 TC 数目。

图 3b 给出了 TC 强度分布。观测中的 TC 有 97% 集中在强度为热带风暴 (TS) 至等级 4 的区间内。因分辨率较低，JRA55 难以合理再现 TC 的强度，其无法模拟超过等级 2 的 TC，检测到的 TC 有 97% 集中在热带低压 (TD) 至等级 1 的区间内，并且高估了 TD、TS 的数目，低估了等级 1、2 的 TC 数目。FGOALS-g2 中检测到的 TC 有 98% 集中在 TD 至 TS 强度区间内，对等级 1 以上的 TC 没有模拟能力。较之观测，FGOALS-g2 高估了 TD 的数目，低估了 TS 和等级 1 的 TC 数目。而区域模式的结果表明，其在 TC 强度模拟方面有了较大改善，较之全球模式，其结果与观测更为一致。RegCM3 检测到的 TC 强度有 96% 集中在 TD 至等级 1 的区间内。RegCM3 显著改善了全球模式中 TD、TS 强度的 TC 偏多的误差、更合理刻画了等级 1 以上的 TC

数目，并且可以检测到强度为等级 4 的 TC。

为了进一步研究动力降尺度结果在 TC 风速与气压方面的模拟能力，考察 TC 与最大风速、最小中心气压的关系，图 4 给出了观测和模式中的 TC 到达最大强度时的散点图、最大风速和最小中心气压拟合曲线。如图 4 中黑色点和实线所示，观测中 TC 随着风速的增大，气压呈非线性降低趋势。FGOALS-g2 的结果如图 4 红色点和曲线所示。其拟合曲线在黑线下方，红色点主要集中在 1000 hPa 以下和 30 m s^{-1} 以下的区间内，这表明较之观测，FGOALS-g2 中的 TC 中心气压偏高，而 TC 风速较观测偏低，难以合理再现观测到的风速-气压的非线性关系，模拟出的 TC 较观测偏弱。动力降尺度的结果如图 4 蓝色点和曲线所示。在 30 m s^{-1} 以下，区域模式的风速-气压曲线与观测几乎重合，表明其对风速小于 30 m s^{-1} 的 TC 模拟能力与观测更为一致，较全球模式有显著改善。在风速大于 30 m s^{-1} 时，RegCM3 的风速-气压拟合曲线处于黑色实线下方，表明其模拟的 TC 在该区间略弱于观测。而较之全球模式无法模拟出最大风速超过 40 m s^{-1} 的 TC，区域模式对风速大于 40 m s^{-1} 的 TC 也具有一定的模拟能力，并且可以模拟风速达到 55 m s^{-1} 的 TC。因此在对 TC 强度模拟上，区域模式改善显著。

较之 FGOALS-g2，RegCM3 显著改善了对 TC 强度的模拟，但是其与观测到的 TC 强度仍有较大差距，无法合理再现 TC 的强度分布和强 TC 的风速-气压关系。导致这种偏差的原因可能是 RegCM3 的模式分辨率依然不够高，不足以模拟 TC 的结构。

3.3 热带气旋降水

热带气旋造成的降水是气候预测关注的重要要素。为考察动力降尺度结果在 TC 降水方面的增值，图 5 给出了 1997~2005 年 TC 峰值 6~10 月西北太平洋区域 TC 降水相对总降水的贡献。观测结果如图 5a 所示，TC 降水对总降水贡献的高值区主要位于在菲律宾以东海域，峰值区域 TC 降水可占到总降水的 25% 以上；在中国南海及东南沿海区域 TC 降水贡献为总降水的 8%~16%。TC 降水贡献空间分布与图 2a 中热带气旋路径频率一致，说明 TC 降水贡献的空间分布主要受 TC 路径影响。

JRA55 的结果与观测一致 (图 5b)，主要峰值区域在菲律宾以东海域，但是在 30°N 以北的 TC

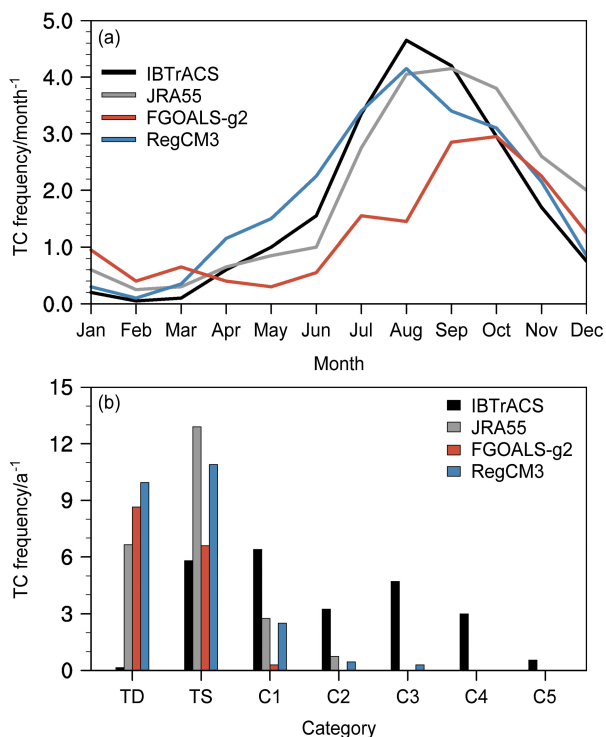


图3 1986~2005年东亚区域热带气旋频率:(a)逐月分布和(b)强度分布。黑色、灰色、红色和蓝色分别为观测(IBTrACS资料)、JRA55资料、FGOALS-g2模式和RegCM3模式结果。强度根据Saffir-Simpson台风风速进行划分

Fig. 3 (a) Seasonal cycle and (b) intensity distribution of tropical cyclone frequency over the western North Pacific during 1986–2005 [black, gray, red, and blue denote the results from observations (IBTrACS), JRA55 data, FGOALS-g2 model, and RegCM3 model respectively]. The intensity of TCs is categorized based on the Saffir-Simpson hurricane wind Scale

降水贡献被略微低估,同时我国南海区域的TC降水贡献被高估。FGOALS-g2的结果如图5c所示,其TC降水贡献峰值区位于中国南海至菲律宾区域,较观测和JRA55而言,其结果被大幅低估,峰值区的TC降水贡献低于8%,偏差较大。较之FGOALS-g2,RegCM3更为合理的再现了观测中TC位于菲律宾以东海域的降水贡献高值区(图5d)。虽然区域模式的TC降水贡献较观测略微偏低,但是较之FGOALS-g2具有明显改善,其峰值区降水贡献可以达到20%。整体而言,较之FGOALS-g2,RegCM3在该区域平均提高了4.6%的TC相对降水贡献。

衡量TC降水的另一个有效指标是平均TC降水强度。图6给出了观测、JRA55及模式模拟的平均TC降水强度空间分布。如图6a所示,观测中的TC降水强度峰值区位于中国南海至西北太平洋区域的洋面上,由TC导致的降水强度可达 17 mm d^{-1} 。较之观测,JRA55低估了 30°N 以北的TC降水强度,整体TC降水强度较观测偏低 1.8 mm d^{-1} 。值得指出的是JRA55的路径频率在 30°N 以北并未被低估,其在该区域偏低的TC降水贡献主要是由于偏低的TC降水强度导致的。

FGOALS-g2的结果与其模拟的TC降水贡献分布类似(图5c),在整个西北太平洋区域偏低,峰值区降水约 8 mm d^{-1} (图6c)。RegCM3的结果如

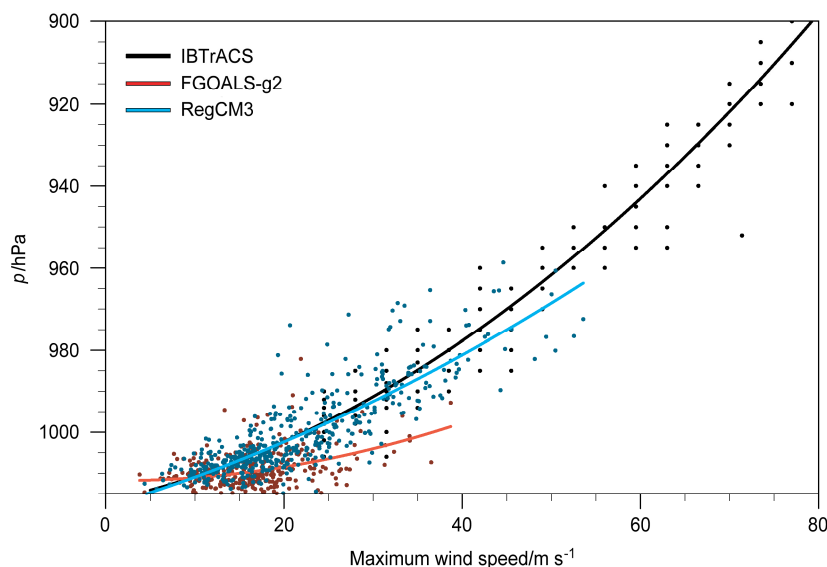


图4 热带气旋最大风速(单位: m s^{-1})和最小中心气压(单位: hPa)的散点图。黑色、红色和蓝色点(曲线)分别为观测、FGOALS-g2模式和RegCM3模式中的热带气旋(最大风速和最小气压最小二阶拟合曲线)。散点为每个TC在强度最大时的结果

Fig. 4 Scatter diagram of tropical cyclone maximum wind speeds (units: m s^{-1}) vs central minimum pressure (units: hPa). Dots denote TC occurrences from observations (black), FGOALS-g2 model (red), and RegCM3 model (blue). The smooth curves are least squares quadratic best-fit lines associated with the data for the various cases

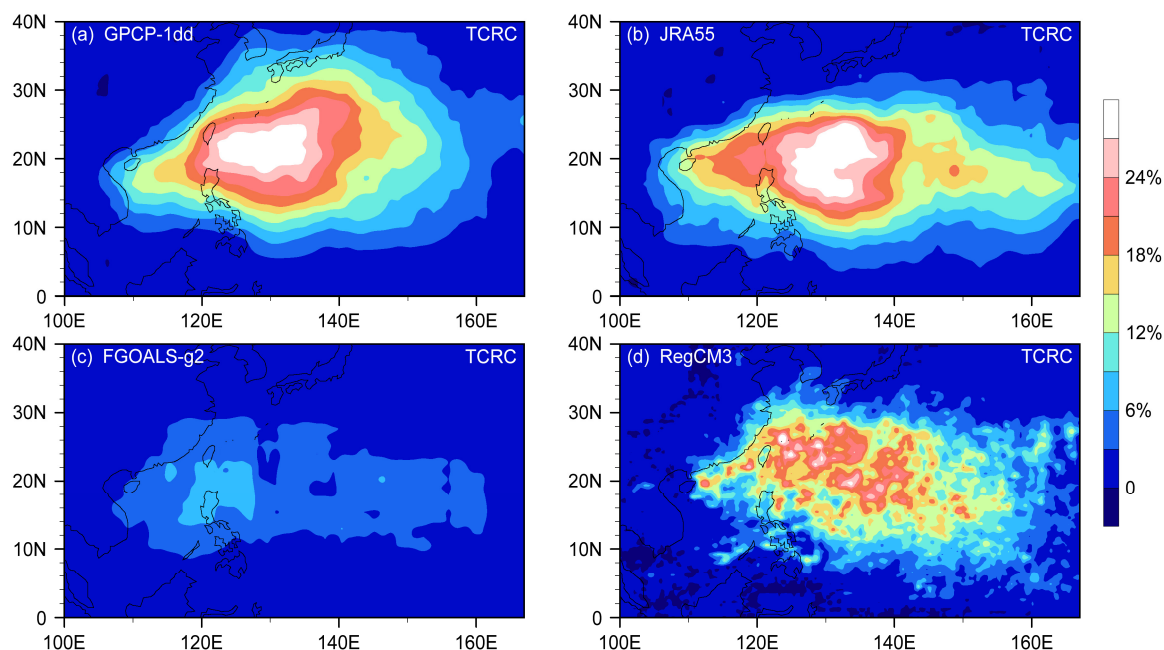


图 5 1997~2005 年东亚区域热带气旋 6~10 月的相对降水贡献: (a) 观测 (GPCP-1dd 资料); (b) JRA55; (c) FGOALS-g2 模型; (d) RegCM3 模型
Fig. 5 Distributions of relative rainfall contributions by tropical cyclones during June–October from 1986 to 2005 over the western North Pacific derived from (a) observations (GPCP-1dd), (b) JRA55 data, (c) FGOALS-g2 model, and (d) RegCM3 model

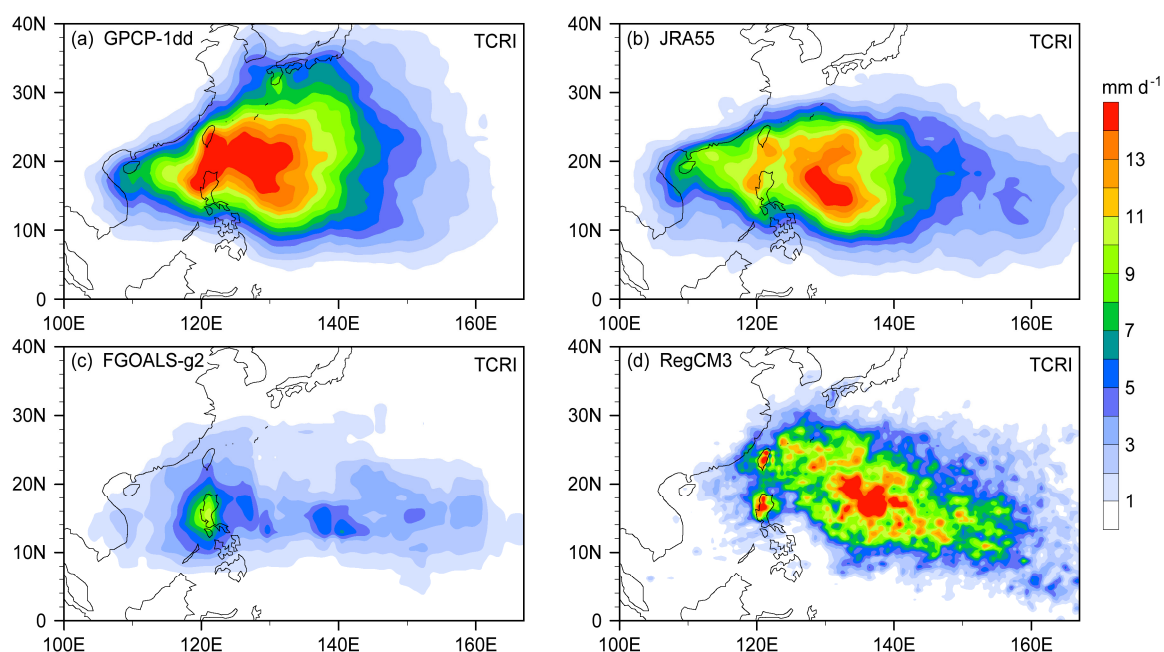


图 6 1997~2005 年东亚区域热带气旋 6~10 月的平均热带气旋降水强度 (单位: mm d^{-1}): (a) 观测 (GPCP-1dd 资料); (b) JRA55; (c) FGOALS-g2 模型; (d) RegCM3 模型
Fig. 6 Distributions of rainfall intensities associated with tropical cyclones (units: mm d^{-1}) during June–October from 1986 to 2005 over the western North Pacific derived from (a) observations (GPCP-1dd), (b) JRA55 data, (c) FGOALS-g2 model, and (d) RegCM3 model

图 6d 所示, 其平均 TC 降水强度高值区主要位于菲律宾以东的太平洋区域, 峰值区 TC 降水可达 15 mm d^{-1} 。整体而言, 较之 FGOALS-g2, RegCM3 在该区域平均提高了 1.8 mm d^{-1} 的平均 TC 降水强度。因此, 动力降尺度的结果在 TC 降水方面, 不论是从空间分布上还是量级上, 都明显比全球模式的结果更有优势。

表 2 区域加权平均的热带气旋降水贡献率及降水强度
Table 2 Regional weighted averages of rainfall contribution and rainfall intensity associated with tropical cyclones

TC 降水贡献 (平均降水强度/ mm d^{-1})				
	观测	JRA55 数据	FGOALS-g2	RegCM3
WNP	17.2% (9.1)	18.3% (8.5)	4.1% (3.1)	14.1% (7.8)
SCS	10.7% (6.5)	13.4% (6.7)	6.1% (3.3)	4.5% (1.9)
EYS	8.9% (4.4)	3.6% (4.4)	1.9% (0.8)	7.9% (2.6)
JPS	11.3% (5.3)	2.2% (0.8)	0.8% (0.5)	3.2% (1.1)

为了定量比较模式在各个区域对 TC 降水贡献及强度的模拟能力, 表 2 给出了四个区域的 TC 降水贡献率和平均 TC 降水强度。由表 2 可知, 全球模式在偏差较大的 WNP (EYS) 区域, 比观测低估了 13.1% (7.0%) 的 TC 降水贡献及 6.0 mm d^{-1} (3.6 mm d^{-1}) 的 TC 降水强度。而 RegCM3 在 WNP (EYS) 区域的 TC 降水贡献率和平均 TC 降水强度与观测的偏差只有 3.1% (1.0%) 和 1.3 mm d^{-1} (1.8 mm d^{-1}), 较 FGOALS-g2 提高了 10% 的 TC 相对降水贡献和 4.7 mm d^{-1} 的平均 TC 降水强度。但是 RegCM3 在 SCS 和 JPS 区域对 TC 降水贡献率及降水强度的模拟却没有较大提升。

3.4 热带气旋活动模拟改善的原因讨论

如上所述, 动力降尺度结果在 TC 的路径、年循环、强度及降水方面较之全球模式有显著改善, 特别是在 WNP 区域。TC 在强度及降水强度方面的改善, 可以被归结为动力降尺度后分辨率增高的贡献。因为随着分辨率的提升, 区域模式能够更为合理地模拟出 TC 的基本物理结构。但是, 围绕着动力降尺度在改善 TC 路径频率方面的增值, 需要进一步考察影响 TC 的大尺度环流要素。前人研究表明, 影响模式模拟 TC 能力最重要的大尺度变量为海表面温度、低层水汽、低层涡度、垂直运动及垂直风切变 (Murakami et al., 2013)。因此, 图 7 给出了模式与 JRA55 的比湿、相对涡度、垂直运动及垂直风切变之差。RegCM3 与 FGOALS-g2 的差在图 7 中用黑色等值线表示。因为 RegCM3 的下垫面海温

来自 FGOALS-g2、二者完全一致, 故这里不讨论海表温度对 TC 模拟的影响。

由图 7 可知, 在 TC 盛期 6~10 月的西北太平洋区域, JRA55 资料中该区域低层的主要环流系统是西太平洋副热带高压, 对应图 7d 中负涡度区域。在副高南侧是 850 hPa 水汽的高值区, 大部分区域水汽量级在 12 g kg^{-1} 以上 (图 7a); 同时副高南侧伴随着强上升运动, 量级在 0.06 Pa s^{-1} 左右; 伴随着强上升运动, 在副高主体及南侧的垂直风切变较弱, 量级在 4 m s^{-1} 左右。上述大尺度变量皆为 TC 发生发展提高了有利条件。

由图 7b 可知, 较之 JRA55 和 FGOALS-g2 在低层出现了干偏差。从中国南海到西北太平洋海域上, 比湿较 JRA55 整体偏低, 特别是在 TC 路径频率的高值 WNP 区域, 这不利于 TC 形成与发展。在 850 hPa 相对涡度偏差 (图 7e) 方面, FGOALS-g2 的偏差较小。500 hPa 的垂直运动的偏差表明 (图 7h), FGOALS-g2 在西北太平洋上的上升运动偏弱, 对 TC 的发生发展形成了抑制作用。最后, 850 hPa 和 200 hPa 的垂直风切变偏差表明 (图 7k), 在整个西北太平洋区域, FGOALS-g2 较 JRA55 都有更强的垂直风切变, 同样抑制了 TC 的形成与发展; 结合 850 hPa 相对涡度偏差较小, 说明这种环流偏差主要出现在全球模式高层, 并最终导致了其在西北太平洋上检测到的 TC 偏少。

RegCM3 与 JRA55 大尺度变量的差异如图 7 右列所示。在 850 hPa 比湿方面, RegCM3 存在比 FGOALS-g2 更大的干偏差 (图 7c)。这是因为 RegCM3 的下边界条件由 FGOALS-g2 提供, 后者的干偏差在 RegCM3 中被进一步扩大 (Zou et al., 2016)。此外, RegCM3 的 850hPa 相对涡度偏差较之 FGOALS-g2 也更大 (图 7f), 其在西北太平洋区域在 20°N 以南有着更强的正偏差, 而 20°N 以北有着更强的负偏差, 这表明 RegCM3 模拟的西北太平洋副热带高压较 JRA55 和 FGOALS-g2 更强, 且更加偏北。但是, 正涡度偏差为 TC 提供了更为有利的发生发展及移动条件, 而负涡度偏差则使得 TC 移动受限, 故 RegCM3 中的 TC 路径频率在 WNP 区域得到改善, 而在 JPS 区域被低估。此外 RegCM3 模拟的 500 hPa 上升运动与 JRA55 相比在西北太平洋上偏差较小, 而在中国南海区域下沉运动更强 (图 7i)。这也解释了 RegCM3 改善了 WNP 区域 TC 路径频率, 而低估了中国南海区域 TC 路径频率

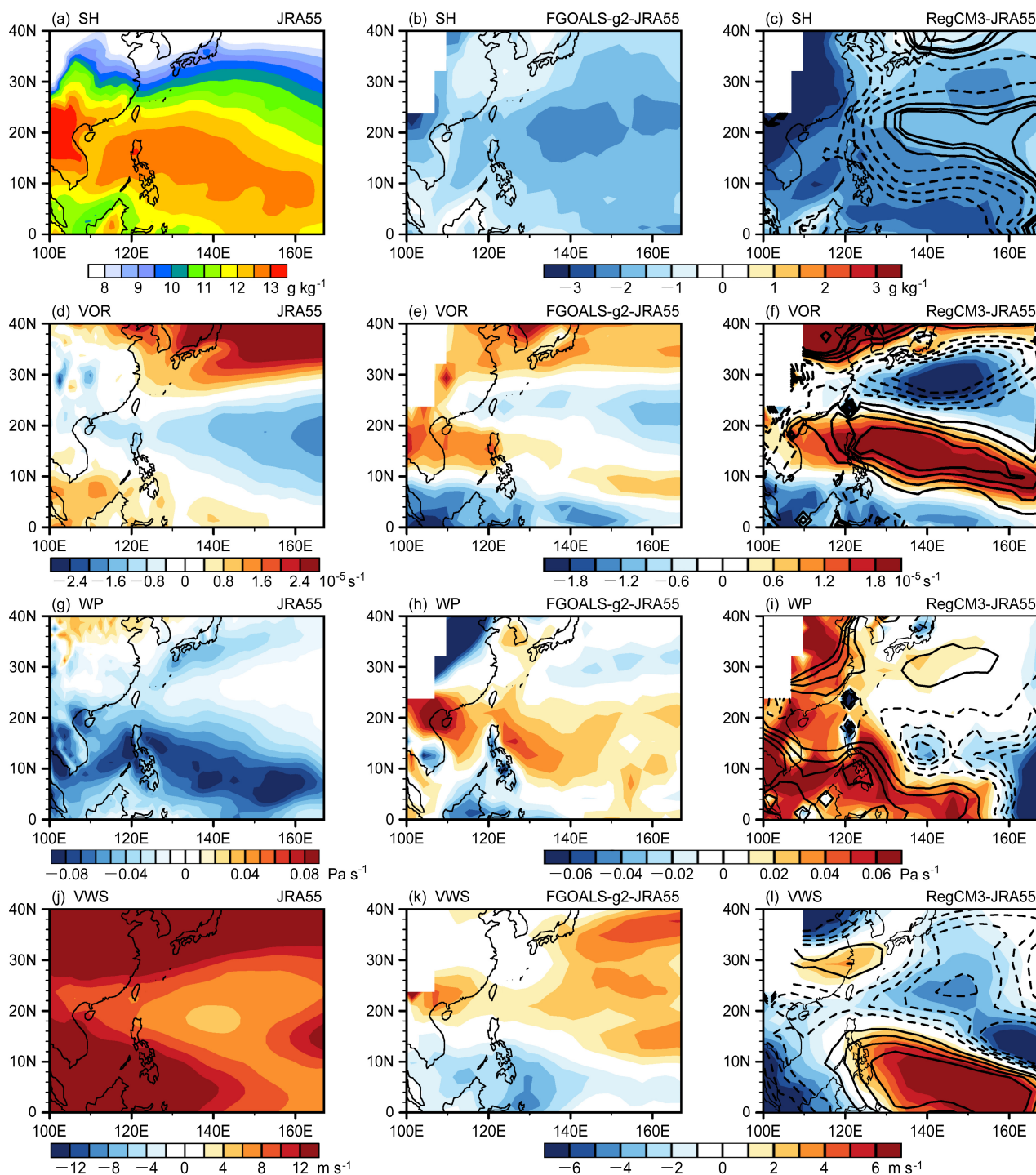


图7 1986~2005年6~10月850 hPa比湿(SH; 第一行; 单位: g kg^{-1})、850 hPa相对涡度(VOR; 第二行; 单位: 10^{-5} s^{-1})、500 hPa垂直速度(WP; 第三行; 单位: Pa s^{-1})以及850 hPa及200 hPa间的垂直风切变(VWS; 第四行; 单位: m s^{-1}); JRA55数据(左列); FGOALS-g2模拟结果减去JRA55数据(中间列); RegCM3模拟结果减去JRA55数据(右列)。右列图黑色等值线为RegCM3减去FGOALS-g2结果(实线为正, 虚线为负), 等值线间隔分别为(c) 0.2 g kg^{-1} 、(f) $0.4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 、(i) 0.02 Pa s^{-1} 以及(l) 2.0 m s^{-1}

Fig. 7 Large-scale variables related to tropical cyclone genesis during June–October from 1986 to 2005 over the western North Pacific: Specific humidity (SH; top row; shaded; units: g kg^{-1}) and relative vorticity at 850 hPa (VOR; second row; shaded; units: 10^{-5} s^{-1}), vertical motion at 500 hPa (WP; third row; shaded; units: Pa s^{-1}), vertical wind shear (VWS; bottom row; shaded; units: m s^{-1}) from JRA55 data (left column), differences between FGOALS-g2 and JRA55 (middle column), and differences between RegCM3 and JRA55 (right column). The contours in the right column denote the differences between RegCM3 and FGOALS-g2 at intervals of (c) 0.2 g kg^{-1} , (f) $0.4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, (i) 0.02 Pa s^{-1} , (l) 2.0 m s^{-1} , and solid and dashed contours denote positive and negative values, respectively

的现象。垂直风切变方面(图 7l), RegCM3 相较 JRA55 更弱, 也在菲律宾以东太平洋区域为 TC 提供更有利的发展条件。

较之全球模式, 区域模式在 TC 路径频率改善的区域主要为 WNP 区域(图 2d 黑色等值线)。结合该区域的大尺度变量, 区域模式模拟的 850 hPa 水汽增多(图 7c 黑色实线)、850 hPa 相对涡度增强(图 7f 黑色实线)、500 hPa 上升运动增强(图 7i 黑色虚线)、垂直风切变减弱(图 7l 黑色虚线)。上述各变量的空间分布合理地解释了在 WNP 区域的 TC 路径频率及降水贡献的空间分布, 表明这些变量对 TC 模拟在动力降尺度的增值有重要贡献。

前人研究表明, 第二类条件不稳定(CISK)机

制是影响 TC 生成与发展的重要机制之一(Craig and Gray, 1996; Gray, 1998)。为了分析 JRA55 和模式中的水汽以及非绝热加热, 图 8 给出了 1986~2005 年 6~10 月 850 hPa 的水汽通量散度及整层积分的非绝热加热率($\langle Q_1 \rangle$)。从图 8a 中可知, 在 JRA55 中, 在 20°N 以南的西北太平洋区域是水汽通量辐合的主要区域, 对应着副高南侧的上升运动(图 7g)。强上升运动及水汽通量辐合使得该区域有较强的非绝热加热(图 8b), 较强的非绝热加热又进一步维持和加强了对流。这种 CISK 机制有利于该区域 TC 的发生发展。

较之 JRA55 和 FGOALS-g2 在副高南侧的水汽通量辐合与非绝热加热率被大幅度低估了(图 8c

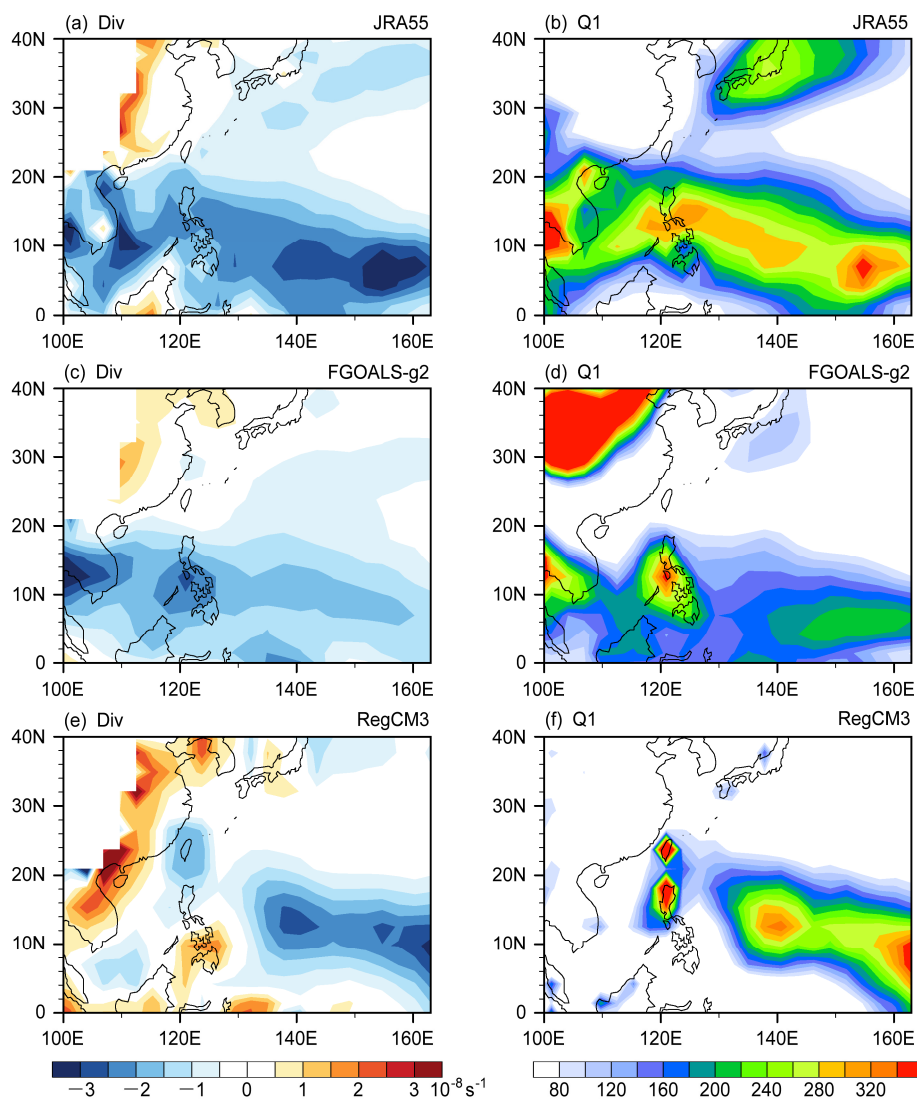


图 8 1986~2005 年 6~10 月 850 hPa 水汽通量散度 $[\nabla \cdot (\mathbf{V}q)]$, 左列, 简称 Div; 单位: 10^{-8} s^{-1} ; 整层积分的非绝热加热率($\langle Q_1 \rangle$), 右列, 简称 Q1; 单位: $\text{K kg s}^{-1} \text{ m}^{-2}$: (a, b) JRA55、(c, d) FGOALS-g2 和 (e, f) RegCM3 的模式结果

Fig. 8 Moisture flux divergence ($\nabla \cdot (\mathbf{V}q)$, left column, Div; units: 10^{-8} s^{-1}) and vertically integrated total diabatic heating ($\langle Q_1 \rangle$, right column, Q1; units: $\text{K kg s}^{-1} \text{ m}^{-2}$) during June–October from 1986 to 2005 over the western North Pacific derived from (a, b) JRA55 data, (c, d) FGOALS-g2 model, and (e, f) RegCM3 model

和 d), 特别是在日本南侧区域。被低估的垂直运动 (图 7e)、水汽通量辐合与非绝热加热率表明 FGOALS-g2 中的对流及对流加热被低估, CISK 机制没有得到很好的再现。这也部分解释了 FGOALS-g2 模拟的 TC 路径频率在 20°N 以北被大幅度低估的现象。较之 FGOALS-g2, RegCM3 模拟的水汽通量散度和非绝热加热率与观测在强度上更为一致 (图 8e 和 f)。但是在空间分布上, RegCM3 模拟的水汽通量散度和非绝热加热率较 JRA55 更加偏北, 且低估了中国南海区域的量级。RegCM3 中的垂直运动 (图 7i)、水汽通量辐合与非绝热加热率很好的解释了其模拟的 TC 路径频率的空间分布。这表明在动力降尺度后, 西北太平洋区域的 CISK 机制可以得到更好的再现, 并进一步提高了 TC 的模拟技巧。而 RegCM3 在中国南海区域模拟的对流及对流加热偏弱, 使得该区域不利于 TC 的发生发展, 这与其模拟偏北的副热带高压有关。

虽然 RegCM3 的大尺度变量较 FGOALS-g2 更有利于 TC 发生发展, 但是其低层环流偏差却更大。Zhong (2006) 的研究表明, RegCM3 模式对西北太平洋区域的环流模拟会出现系统性偏差。这与模式的对流参数化方案选择及模式模拟区域大小有关。而对 TC 模拟的偏差也会导致 RegCM3 的大尺度环流模拟出现偏差。因此, 为了进一步改善动力降尺度结果对 TC 的模拟, 对模式分辨率、对流参数化方案、边界条件、缓冲区宽度和模式模拟区域的合理选择仍需要进一步研究。

4 结论

本文使用区域模式 RegCM3, 对全球气候系统模式 FGOALS-g2 的结果进行了动力降尺度, 从 TC 路径、强度、降水角度, 分析了动力降尺度结果的增值。结果表明, 动力降尺度显著提升了对西北太平洋 TC 气候特征的模拟能力。主要结论如下:

(1) 较之 FGOALS-g2h 和 RegCM3 显著提高了模拟的 TC 数目及路径的气候空间分布特征。后者显著地改善了菲律宾以东太平洋和中国东海-黄海区域的 TC 活动模拟技巧, 但在中国南海区域的模拟技巧提升不显著。

(2) 受模式水平分辨率所限, FGOALS-g2 无法合理刻画等级 1 以上的 TC, 而 RegCM3 则可以模拟出等级 3 的强 TC。受益于模式分辨率的提高, RegCM3 模拟的 TC 年循环、TC 强度及 TC 风速—

气压关系明显更接近观测, 较之 FGOALS-g2, 具有显著提升。然而 RegCM3 模拟的 TC 强度与观测仍有一定差距, 这与 RegCM3 的分辨率不够高, 不足以模拟 TC 的结构有关。

(3) 在 TC 降水方面, RegCM3 更好地模拟了观测中 TC 降水的相对贡献及平均 TC 降水强度。较之 FGOALS-g2 中低估的 TC 降水相对贡献和降水强度, RegCM3 提高了 4.6% 的 TC 降水贡献及 1.8 mm d^{-1} 的平均 TC 降水强度, 其提升最显著的区域位于西北太平洋, 该区域降水相对贡献模拟偏差减少 10%, 平均降水强度模拟偏差减小 4.7 mm d^{-1} 。但是在中国南海区域, 区域模式对 TC 降水的模拟技巧无显著提升。

(4) 在进行动力降尺度后, 西北太平洋区域的水汽增多、正涡度增强、上升运动增强、垂直风切变减弱, 这对区域模式模拟的 TC 技巧提升有着重要贡献。进一步分析表明, 动力降尺度后, 西北太平洋区域的水汽通量辐合、垂直运动与非绝热加热率增强, 表明其对 CISK 机制刻画更好, 对于其提升 TC 模拟技巧也有贡献。而 RegCM3 中大尺度变量虽然利于 TC 发生发展, 但是其与 JRA55 的偏差较 FGOALS-g2 却更大, 这与 RegCM3 模拟的西北太平洋副热带高压偏北有关。

参考文献 (References)

- Adler R F, Huffman G J, Chang A, et al. 2003. The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present) [J]. *J. Hydrometeorol.*, 4 (6): 1147–1167, doi:10.1175/1525-7541(2003)004<1147:TVGPCP>2.0.CO;2.
- Bender M A, Knutson T R, Tuleya R E, et al. 2010. Modeled impact of anthropogenic warming on the frequency of intense Atlantic hurricanes [J]. *Science*, 327(5964): 454–458, doi:10.1126/science.1180568.
- Bengtsson L, Botzet M, Esch M. 1995. Hurricane-type vortices in a general circulation model [J]. *Tellus A*, 47 (2): 175–196, doi:10.3402/tellusa.v47i2.11500.
- 丛春华, 陈联寿, 雷小途, 等. 2011. 台风远距离暴雨的研究进展 [J]. *热带气象学报*, 27 (2): 264–270. Cong Chunhua, Chen Lianshou, Lei Xiaotu, et al. 2011. An overview on the study of tropical cyclone remote rainfall [J]. *J. Trop. Meteor. (in Chinese)*, 27 (2): 264–270, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2011.02.016.
- Craig G C, Gray S L. 1996. CISK or WISHE as the mechanism for tropical cyclone intensification [J]. *J. Atmos. Sci.*, 53 (23): 3528–3540, doi:10.1175/1520-0469(1996)053<3528:COWATM>2.0.CO;2.
- Dickinson R E, Henderson-Sellers A, Kennedy P J. 1993. Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR community climate model [R]. NCAR Technical Note NCAR/TN-387+STR. Boulder, Colorado: National Center for Atmospheric Research,

- Climate and Global Dynamics Division, doi:10.5065/D67W6959.
- 端义宏, 余晖, 伍荣生. 2005. 热带气旋强度变化研究进展 [J]. 气象学报, 63 (5): 636–645. Duan Yihong, Yu Hui, Wu Rongsheng. 2005. Review of the research in the intensity change of tropical cyclone [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 63 (5): 636–645, doi:10.3321/j.issn:0577-6619.2005.05.009.
- Ebita A, Kobayashi S, Ota Y, et al. 2011. The Japanese 55-year reanalysis “JRA-55”: An interim report [J]. SOLA, 7: 149–152, doi:10.2151/sola.2011-038.
- Emanuel K A. 2013. Downscaling CMIP5 climate models shows increased tropical cyclone activity over the 21st century [J]. Proc. Natl. Acad. Sci. USA, 110 (30): 12219–12224, doi:10.1073/pnas.1301293110.
- Gao X J, Pal J S, Giorgi F. 2006. Projected changes in mean and extreme precipitation over the Mediterranean region from a high resolution double nested RCM simulation [J]. Geophys. Res. Lett., 33 (3), doi:10.1029/2005GL024954.
- Gentry M S, Lackmann G M. 2010. Sensitivity of simulated tropical cyclone structure and intensity to horizontal resolution [J]. Mon. Wea. Rev., 138 (3): 688–704, doi:10.1175/2009MWR2976.1.
- Gray W M. 1998. The formation of tropical cyclones [J]. Meteor. Atmos. Phys., 67 (1–4): 37–69, doi:10.1007/BF01277501.
- Grell G A. 1993. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations [J]. Mon. Wea. Rev., 121 (3): 764–787, doi:10.1175/1520-0493(1993)121<0764:PEOAU>2.0.CO;2.
- Hagos S, Zhang C D, Tao W K, et al. 2010. Estimates of tropical diabatic heating profiles: Commonalities and uncertainties [J]. J. Climate, 23(3): 542–558, doi:10.1175/2009JCLI3025.1.
- Holtzlag A A M, De Bruijn E I F, Pan H L. 1990. A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting [J]. Mon. Wea. Rev., 118 (8): 1561–1575, doi:10.1175/1520-0493(1990)118<1561:AHRAMT>2.0.CO;2.
- 黄安宁, 张耀存, 朱坚. 2009. 中国夏季不同强度降水模拟对不同积云对流参数化方案的敏感性研究 [J]. 大气科学, 33 (6): 1212–1224. Huang Anning, Zhang Yaocun, Zhu Jian. 2009. Sensitivity of simulation of different intensity of summer precipitation over China to different cumulus convection parameterization schemes [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (6): 1212–1224, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2009.06.08.
- Huffman G J, Adler R F, Bolvin D T, et al. 2009. Improving the global precipitation record: GPCP version 2.1 [J]. Geophys. Res. Lett., 36 (17), doi:10.1029/2009GL040000.
- 蒋小平, 刘春霞, 齐义泉. 2009. 利用一个海气耦合模式对台风 Krovanh 的模拟 [J]. 大气科学, 33 (1): 99–108. Jiang Xiaoping, Liu Chunxia, Qi Yiquan. 2009. The simulation of typhoon Krovanh using a coupled air–sea model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (1): 99–108, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2009.01.09.
- Kiehl J T, Hack J J, Bonan G B, et al. 1996. Description of the NCAR community climate model (CCM3) [R]. NCAR Technical Note NCAR/TN-420+STR. Boulder, CO: National Center for Atmospheric Research, Climate and Global Dynamics Division, doi:10.5065/D6FF3Q99.
- Knapp K R, Kruk M C, Levinson D H, et al. 2010. The international best track archive for climate stewardship (IBTrACS) unifying tropical cyclone data [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 91 (3): 363–376, doi:10.1175/2009BAMS2755.1.
- Knutson T R, Sirutis J J, Vecchi G A, et al. 2013. Dynamical downscaling projections of twenty-first-century Atlantic hurricane activity: CMIP3 and CMIP5 model-based scenarios [J]. J. Climate, 26 (17): 6591–6617, doi:10.1175/JCLI-D-12-00539.1.
- Knutson T R, Sirutis J J, Zhao M, et al. 2015. Global projections of intense tropical cyclone activity for the late twenty-first century from dynamical downscaling of CMIP5/RCP4.5 scenarios [J]. J. Climate, 28 (18): 7203–7224, doi:10.1175/JCLI-D-15-0129.1.
- Kobayashi C, Sugi M. 2004. Impact of horizontal resolution on the simulation of the Asian summer monsoon and tropical cyclones in the JMA global model [J]. Climate Dyn., 23 (2): 165–176, doi:10.1007/s00382-004-0427-8.
- Li L J, Lin P F, Yu Y Q, et al. 2013a. The flexible global ocean–atmosphere–land system model, Grid-point Version 2: FGOALS-g2 [J]. Adv. Atmos. Sci., 30 (3): 543–560, doi:10.1007/s00376-012-2140-6.
- Li L J, Wang B, Dong L, et al. 2013b. Evaluation of grid-point atmospheric model of IAP LASG version 2 (GAMIL2) [J]. Adv. Atmos. Sci., 30 (3): 855–867, doi:10.1007/s00376-013-2157-5.
- 林惠娟, 张耀存. 2004. 影响我国热带气旋活动的气候特征及其与太平洋海温的关系 [J]. 热带气象学报, 20 (2): 218–224. Lin Huijuan, Zhang Yaocun. 2004. Climatic features of the tropical cyclone influencing China and its relationship with the sea surface temperature in the Pacific Ocean [J]. J. Trop. Meteor. (in Chinese), 20 (2): 218–224, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2004.02.015.
- 刘磊, 费建芳, 林霄沛, 等. 2011. 海气相互作用对“格美”台风发展的影响研究 [J]. 大气科学, 35 (3): 444–456. Liu Lei, Fei Jianfang, Lin Xiaopei, et al. 2011. Effect of air–sea interaction on typhoon Kaemi [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35(3): 444–456.
- 刘磊, 费建芳, 马占宏, 等. 2017. 区域台风—海洋耦合模式的构建及应用研究 [J]. 大气科学, 41 (1): 178–188. Liu Lei, Fei Jianfang, Ma Zhanhong, et al. 2017. Construction and application of a regional typhoon–ocean coupled model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41 (1): 178–188, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1604.15327.
- Liu S Y, Gao W, Liang X Z. 2013. A regional climate model downscaling projection of China future climate change [J]. Climate Dyn., 41 (7–8): 1871–1884, doi:10.1007/s00382-012-1632-5.
- 陆艳艳, 张耀存. 2007. P – σ 区域气候模式对东亚副热带西风急流的数值模拟 [J]. 高原气象, 26 (2): 213–224. Lu Yanyan, Zhang Yaocun. 2007. Numerical simulation of East Asian subtropical westerly jet using regional climate model with P – σ mixed coordinate [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 26 (2): 213–224, doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2007.02.001.
- Manabe S, Holloway Jr J L, Stone H M. 1970. Tropical circulation in a time-integration of a global model of the atmosphere [J]. J. Atmos. Sci., 27 (4): 580–613, doi:10.1175/1520-0469(1970)027<0580:TCIATI>2.0.CO;2.
- Mcbride J L. 1995. Tropical cyclone formation, chapter 3, global perspectives on tropical cyclones[R]. Technol. Doc. WMO/TD No 693. Geneva: World Meteorological Organization, 63–105.
- Murakami H, Sugi M. 2010. Effect of model resolution on tropical cyclone climate projections [J]. SOLA, 6: 73–76, doi:10.2151/sola.2010-019.

- Murakami H, Wang Y Q, Yoshimura H, et al. 2012. Future changes in tropical cyclone activity projected by the new high-resolution MRI- AGCM [J]. *J. Climate*, 25 (9): 3237–3260, doi:10.1175/JCLI-D-11- 00415.1.
- Murakami H, Wang B, Li T, et al. 2013. Projected increase in tropical cyclones near Hawaii [J]. *Nat. Climate Change*, 3 (8): 749–754, doi:10.1038/nclimate1890.
- Murakami H, Hsu P C, Arakawa O, et al. 2014. Influence of model biases on projected future changes in tropical cyclone frequency of occurrence [J]. *J. Climate*, 27(5): 2159–2181, doi:10.1175/JCLI-D-13-00436.1.
- Murakami H. 2014. Tropical cyclones in reanalysis data sets [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 41(6): 2133–2141, doi:10.1002/2014GL059519.
- Nigam S, Chung C, DeWeaver E. 2000. ENSO diabatic heating in ECMWF and NCEP–NCAR reanalyses, and NCAR CCM3 simulation [J]. *J. Climate*, 13 (17): 3152–3171, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<3152: EDHIEA>2.0.CO; 2.
- Pal J S, Giorgi F, Bi X Q, et al. 2007. Regional climate modeling for the developing world: The ICTP RegCM3 and RegCNET [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 88 (9): 1395–1409, doi:10.1175/BAMS-88-9-1395.
- 石英, 高学杰. 2008. 温室效应对我国东部地区气候影响的高分辨率数值试验 [J]. *大气科学*, 32 (5): 1006–1018. Shi Ying, Gao Xuejie. 2008. Influence of greenhouse effect on eastern China climate simulated by a high resolution regional climate model [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 32 (5): 1006–1018, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2008.05.02.
- 石英, 高学杰, Giorgi F, 等. 2010. 全球变暖背景下中国区域不同强度降水事件变化的高分辨率数值模拟 [J]. *气候变化研究进展*, 6 (3): 164–169. Shi Ying, Gao Xuejie, Giorgi F, et al. 2010. High resolution simulation of changes in different-intensity precipitation events over China under global warming [J]. *Adv. Climate Change Res.* (in Chinese), 6(3): 164–169, doi:10.3969/j.issn.1673-1719.2010.03.002.
- Strachan J, Vidale P L, Hodges K, et al. 2013. Investigating global tropical cyclone activity with a hierarchy of AGCMs: The role of model resolution [J]. *J. Climate*, 26 (1): 133–152, doi:10.1175/JCLI-D-12-00012.1.
- Walsh K J E, Fiorino M, Landsea C W, et al. 2007. Objectively determined resolution-dependent threshold criteria for the detection of tropical cyclones in climate models and reanalyses [J]. *J. Climate*, 20 (10): 2307–2314, doi:10.1175/JCLI4074.1.
- 王世玉, 张耀存. 1999. 不同区域气候模式对中国东部区域气候模拟的比较 [J]. *高原气象*, 18 (1): 28–38. Wang Shiyu, Zhang Yaocun. 1999. Simulation of regional climate over eastern China with different regional climate models [J]. *Plateau Meteor.* (in Chinese), 18 (1): 28–38, doi:10.3321/j.issn:1000-0534.1999.01.004.
- 姚隽琛, 周天军, 邹立维. 2015. 区域耦合模式 FROALS 模拟的西北太平洋热带气旋潜势分布与年际变率: 耦合与非耦合试验比较 [J]. *大气科学*, 39 (4): 802–814. Yao Junchen, Zhou Tianjun, Zou Liwei. 2015. Distribution and interannual variability of tropical cyclone genesis over the western North Pacific simulated by a regional coupled model—FROALS: Comparison with an uncoupled model [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 39 (4): 802–814, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1411.14209.
- Zeng X B, Zhao M, Dickinson R E. 1998. Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the computation of sea surface fluxes using TOGA COARE and TAO data [J]. *J. Climate*, 11(10): 2628–2644, doi:10.1175/1520-0442(1998)011<2628:IOBAAF>2.0.CO;2.
- 张冬峰, 高学杰, 赵宗慈, 等. 2005. RegCM3 区域气候模式对中国气候的模拟 [J]. *气候变化研究进展*, 1 (3): 119–121. Zhang Dongfeng, Gao Xuejie, Zhao Zongci, et al. 2005. Simulation of climate in China by RegCM3 model [J]. *Adv. Climate Change Res.* (in Chinese), 1 (3): 119–121, doi:10.3969/j.issn.1673-1719.2005.03.005.
- 张冬峰, 徐影, 刘向文. 2016. RegCM4.4 对中国夏季气候的回报和 2014 年预测 [J]. *气象与环境科学*, 39 (2): 104–112. Zhang Dongfeng, Xu Ying, Liu Xiangwen. 2016. Hindcast experiments of the summer climate over China by RegCM4.4 and prediction about 2014 [J]. *Meteor. Environ. Sci.* (in Chinese), 39 (2): 104–112, doi:10.16765/j.cnki.1673-7148.2016.02.015.
- Zhao M, Held I M, Lin S J, et al. 2009. Simulations of global hurricane climatology, interannual variability, and response to global warming using a 50-km resolution GCM [J]. *J. Climate*, 22 (24): 333–363, doi:10.1175/2009JCLI0349.1.
- 钟中, 苏炳凯, 赵鸣, 等. 2004. 区域气候模式中侧边界地形缓冲区作用的数值试验 [J]. *高原气象*, 23 (1): 48–54. Zhong Zhong, Su Bingkai, Zhao Ming, et al. 2004. Numerical experiments on the effects of lateral boundary topographic buffer zone in regional climate model [J]. *Plateau Meteor.* (in Chinese), 23 (1): 48–54, doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2004.01.007.
- Zhong Z. 2006. A possible cause of a regional climate model's failure in simulating the East Asian summer monsoon [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33 (24), doi:10.1029/2006GL027654.
- Zhong Z, Wang X T, Min J Z. 2010. Testing the influence of western Pacific subtropical high on the precipitation over eastern China in summer using RegCM3 [J]. *Theor. Appl. Climatol.*, 100 (1–2): 67–78, doi:10.1007/s00704-009-0166-1.
- 周冠博, 崔晓鹏, 高守亭. 2012. 台风“凤凰”登陆过程的高分辨率数值模拟及其降水的诊断分析 [J]. *大气科学*, 36 (1): 23–34. Zhou Guanbo, Cui Xiaopeng, Gao Shouting. 2012. The high-resolution numerical simulation and diagnostic analysis of the landfall process of typhoon Fungwong [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 36 (1): 23–34.
- Zhou T J, Yu Y Q, Liu Y M, et al. 2014. Flexible Global Ocean–Atmosphere–Land System Model: A Modeling Tool for the Climate Change Research Community [M]. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 483pp.
- Zou L W, Zhou T J. 2011. Sensitivity of a regional ocean–atmosphere coupled model to convection parameterization over western North Pacific [J]. *J. Geophys. Res.*, 116 (D18), doi:10.1029/2011JD015844.
- Zou L W, Zhou T J. 2013a. Can a regional ocean–atmosphere coupled model improve the simulation of the interannual variability of the western North Pacific summer monsoon? [J]. *J. Climate*, 26 (7): 2353–2367, doi:10.1175/JCLI-D-11-00722.1.
- Zou L W, Zhou T J. 2013b. Improve the simulation of western North Pacific summer monsoon in RegCM3 by suppressing convection [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 121 (1–2): 29–38, doi:10.1007/s00703-013-0255-7.
- Zou L W, Zhou T J, Peng D D. 2016. Dynamical downscaling of historical climate over CORDEX East Asia domain: A comparison of regional ocean–atmosphere coupled model to stand-alone RCM simulations [J]. *J. Geophys. Res.*, 121 (4): 1442–1458, doi:10.1002/2015JD023912.