

曾智华, 辅天华, 徐明, 等. CWRP 边界层参数化对东亚近海热带气旋模拟的影响评估[J]. 海洋气象学报, 2020, 40(3): 17-26.

ZENG Zhihua, FU Tianhua, XU Ming, et al. Evaluation of impacts of CWRP boundary layer parameterization on the simulation of tropical cyclones over offshore areas of East Asia[J]. Journal of Marine Meteorology, 2020, 40(3): 17-26. DOI: 10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2020.03.003. (in Chinese)

CWRP 边界层参数化对东亚近海热带气旋模拟的影响评估

曾智华¹, 辅天华², 徐明³, 陈海山⁴

(1. 中国气象局上海台风研究所, 上海 200030; 2. 上海中心气象台, 上海 200030; 3. 上海市气象学会, 上海 200030; 4. 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室, 江苏 南京 210044)

摘要: 基于 CWRP 模式结果, 探讨了 6 种边界层参数化方案对 30 a 东亚近海热带气旋的强度、频数及路径模拟的可能影响。结果发现: CWRP 模式中各边界层参数化方案模拟的热带气旋频数普遍较观测偏少, 模拟强度相比观测也均偏弱。热带气旋的强度、频数及出现频次的空间分布对模式边界层方案的选取较为敏感。CAM3 方案模拟强热带气旋的能力较其他方案偏好, ACM 方案在多数年份模拟的热带气旋个数偏多, 且在不同月份模拟的热带气旋生成频率与观测最接近, CAM3 方案模拟的热带气旋出现频次与观测的偏差在大部分地区偏小。综合来看, CWRP 模式中边界层参数化选用 CAM3 方案模拟热带气旋活动的性能较好。

关键词: CWRP; 边界层参数化; 模式评估; 热带气旋

中图分类号: P444 **文献标志码:** A **文章编号:** 2096-3599(2020)03-0017-10

DOI: 10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2020.03.003

Evaluation of impacts of CWRP boundary layer parameterization on the simulation of tropical cyclones over offshore areas of East Asia

ZENG Zhihua¹, FU Tianhua², XU Ming³, CHEN Haishan⁴

(1. Shanghai Typhoon Institute, CMA, Shanghai 200030, China; 2. Shanghai Central Meteorological Observatory, Shanghai 200030, China; 3. Shanghai Meteorological Society, CMA, Shanghai 200030, China; 4. Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China)

Abstract Based on CWRP (Climate extension of Weather Research and Forecasting) model, the possible impacts of the 6 planetary boundary layer (PBL) parameterization schemes on the simulation of the intensity, frequency, and tracks of the tropical cyclones (TCs) that occurred over offshore areas of East Asia from 1986 to 2015 are investigated. It is found the TCs simulated by each PBL scheme in CWRP model have less frequency and weaker intensity compared with observations. The intensity, frequency, and spatial distribution of the simulated TCs are sensitive to the selection of PBL schemes. Strong TCs are well simulated by CAM3 (Community Atmosphere Model Version 3) schemes. When simulated by ACM (Asymmetric Convective Model) scheme, the number of TCs is larger, and the frequency of TCs genesis in different months is the closest to that of observations. The difference of TCs' occurrence frequency between the simulation by CAM3 and the observations is relatively less in most

收稿日期: 2020-07-14; 修订日期: 2020-08-12

基金项目: 国家重点研究发展计划项目(2018YFC1506405); 国家自然科学基金项目(41975067, 41275067, 41575108)

作者简介: 曾智华, 男, 博士, 研究员, 主要从事台风机理和预报技术研究, zengzh@typhoon.org.cn.

areas. In all, the CAM3 scheme can better simulate TC activities than other PBL schemes in CWRf model.

Key words CWRf; PBL parameterization scheme; model evaluation; tropical cyclone

引言

热带气旋在动力场、水汽场和热力场上的特殊性使得研究和预报热带气旋活动(包括路径及强度)具有很大的挑战性。由于热带气旋生命史较短、移动路径不规律及海洋上的观测资料严重缺乏,数值模式一直被认为是预报热带气旋活动的主要手段。目前,开展数值模式中的参数化物理过程模拟性能的评估,为研究各物理因子对热带气旋活动的形成和发展产生的影响提供了科学依据。

边界层作为下垫面和大气之间的过渡带,在垂直输送的作用下,其中的水汽、感热及潜热输送对热带气旋的发生发展均有着重要的影响。以往研究表明,模式中边界层方案的选择对热带气旋模拟的路径变化较为敏感。王雨星等^[1]对比了 WRF (Weather Research and Forecasting) 模式中的 YSU (Yonsei University) 和 MYJ (Mellor-Yamada-Janjic) 两组边界层方案对 2010 年台风“鲇鱼”的路径模拟,发现不同边界层方案模拟的低层水汽垂直输送有较大差异,进而影响副热带高压主导的引导气流,使得 YSU 模拟的“鲇鱼”路径相较于与观测更为接近的 MYJ 方案提前出现转向。WEN et al.^[2]分析了 WRF 中五种边界层方案对 2012 年超级台风“三巴”路径和强度的模拟效果,得出 QNSE (Quasi-Normal Scale Elimination) 和 ACM2 (Asymmetric Convective Model Version 2) 方案模拟的路径和强度与观测更为接近,相较于其他方案,QNSE 和 ACM2 方案对低涡的形成和发展模拟得更好。

同样,热带气旋模式的强度模拟也与模式中边界层方案的选择有很大的关系。江丽芳等^[3]评估了 WRF 模式中 6 组边界层参数化方案模拟 2009 年台风“莫拉菲”热力和动力结构特征的能力,得出 Boulac (Bougeault-Lacarrère) 方案模拟此次过程时潜热通量、感热通量和水汽通量均最大,进而模拟的台风强度亦最强。徐亚钦等^[4]定量评估了 WRF 中不同参数化方案对近年来在浙江和福建登陆的 9 个西太平洋台风路径、强度的模拟性能,结果发现 Boulac 方案相较于其他边界层方案对浙江省台风路径、强度均有较好的模拟效果。

目前,大多数的有关边界层参数化方案影响热

带气旋活动的研究,仅选择热带气旋的单个过程或几个典型个例来分析,而评估边界层方案对热带气旋模式性能的研究则较少。近年来,梁信忠等开发的 CWRf (Climate extension of WRF) 模式作为 WRF 模式在气候尺度上的拓展和改进^[5-7],而该模式参数化方案对热带气旋强度、频数和路径等模拟性能的系统性评估也十分必要。

本文基于 LIANG et al.^[8-9] CWRf 模拟的 6 种不同的边界层参数化方案对东亚地区的模拟结果,探讨了边界层方案对 1986—2015 年东亚近海热带气旋活动模拟的影响,结合其他物理量的统计计算,试图比较和评估边界层参数化方案选取对 CWRf 模拟热带气旋活动特征的影响。

1 资料与方法

1.1 模式介绍

CWRf 模式为每一类重要的物理过程集成了大量可选参数化方案,包括地表项(陆地、海洋)、行星边界层项、(深、浅)积云对流项、云微物理项、气溶胶项以及辐射项。这些物理参数化项为集合预报提供多种可选方案,进而改进模式在天气及气候预报中的能力。此外,由于 CWRf 模式建立了一个较完善的云-气溶胶-辐射集成模型,因此对辐射强迫、气候影响及二者的不确定性均有完善的量化描述,这也是 CWRf 模式相比其他区域气候模式的一大优势^[8]。

CWRf 模式中共比较了 6 种不同边界层方案模拟的影响。其中 CAM3 方案是在原 CAM 方案基础上考虑了地形影响;YSU 及 ACM 方案均考虑的是非局地湍流运动;Boulac 及 UW (University of Washington) 方案属于局地湍流动能方案;MYNN (Mellor-Yamada Nakanishi and Niino) 方案则是采用 2.5 层湍流动能方案,重新设计了一个新的时间差分算法来克服湍流动能方程中的计算不稳定问题。

本文的 CWRf 数据试验采用 Lambert 投影,中心坐标为 35.18°N,110°E,水平格距 30 km,格点数共 232×172^[9]。刘术艳等^[10]结合大尺度环流以及东亚地区地表过程,分析出这一区域的选择是模拟中国区域气候的最优方案。CWRf 模式在侧边界及内边界上采用线性递减系数来计算,进而达到动态

松弛的可变侧边界条件^[9]。CWRf 模式垂直方向共有 17 层,顶层气压 70 hPa,模式模拟的结果多以日平均资料的 NetCDF 格式文件输出。考虑到侧边界缓冲区的影响,所用区域覆盖了 105°~140.25°E, 14.75°~55.25°N 的东亚近海区域,与辅天华等^[11-12]研究区域完全一致。

本研究是以 CWRf 模式试验中的控制试验方案为基础,该控制试验方案中积云对流方案选用的是 ECP (Ensemble Cumulus Parameterization) 方案^[13],云微物理选用的是 GSFCGCE (Goddard Space Flight Center-Goddard Cumulus Ensemble) 方案^[14],地表选用的是 CSSP (Conjunctive Surface-Subsurface Process) 的陆面方案^[15]加上 UOM (Upper Ocean Model) 的海洋方案^[16],其他的对比试验方案为 CAM3、YSU、MYNN、Boulac、ACM 和 UW 方案,它们的具体组合方式见表 1。有关参数化方案更详细的描述参考 LIANG et al.^[8]的研究。

表 1 边界层参数化方案的组合

Table 1 Components of boundary layer parameterization schemes

方案名称	积云对流方案	云微物理方案	边界层方案
CAM3	ECP	GSFCGCE ^[13]	CAM plus ORO ^[17]
YSU	ECP	GSFCGCE	YSU ^[18]
MYNN	ECP	GSFCGCE	MYNN ^[19]
Boulac	ECP	GSFCGCE	Boulac ^[20]
ACM	ECP	GSFCGCE	ACM ^[21]
UW	ECP	GSFCGCE	UW ^[22]

1.2 热带气旋最佳路径资料来源及说明

本研究的热带气旋的最佳路径资料选取美国联合台风警报中心 (Joint Typhoon Warning Center, JTWC) 数据,时间间隔为 6 h,包括名称、时间、中心经纬度位置以及最大风速值。挑选热带气旋时选取最大风速超过 $17 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、维持 2 d 的个例,共计 1 894 个时次的 433 个热带气旋。在研究中为了和 CWRf 模式的资料时间分辨率保持一致,已将 JTWC 的四个时次观测资料处理为日平均资料^[11-12]。

1.3 热带气旋的识别方法和物理量计算

根据 ZHAO et al.^[23] 提出以及辅天华等^[11-12] 调整改进的热带气旋中心识别判据为基础,提取 CWRf 模式资料的热带气旋中心位置。同样,采用辅天华等^[11-12] 使用的物理量的计算方法计算热带气旋的累积气旋能量 (accumulated cyclone energy,

ACE)^[24] 指数、能量耗散指数 (power dissipation index, PDI)^[25],评估了模式中所有边界层方案模拟热带气旋活动的 TS 评分、空报率 (FAR) 和漏报率 (PO)^[11-12]。

2 对热带气旋模拟的影响

2.1 强度模拟的影响

图 1a 是 CWRf 模式不同边界层方案模拟的热带气旋在各自生命中近中心最大风速的频率分布,观测表明热带气旋近中心最大风速频率分布呈现相对平稳的分布趋势,在 $17 \sim 22 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 之间出现

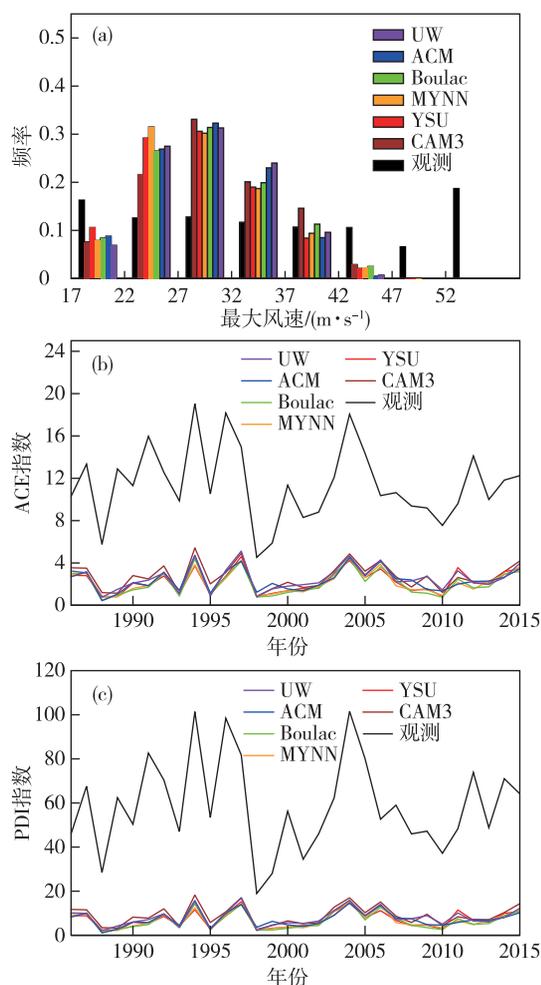


图 1 不同边界层参数化方案热带气旋的近中心最大风速频率分布 (a; 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、ACE 指数的年际变化 (b; 单位: $10^4 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) 和 PDI 指数的年际变化 (c; 单位: $10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-2}$)

Fig. 1 Frequency distribution of the maximum wind speed (a; units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) near the center and interannual variation of the ACE index (b; units: $10^4 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) and PDI (c; units: $10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-2}$) for tropical cyclones with different boundary layer parameterization schemes

一个较小的峰值,在 $22 \sim 52 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 间近中心最大风速频率分布呈现缓慢下降的趋势,而在超过 $52 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的近中心最大风速频率又重新出现一个较明显的峰值。CWRf 模式不同边界层方案模拟的近中心最大风速频率集中在热带气旋强度相对适中的范围内,多数方案模拟出的近中心最大风速主要集中在 $27 \sim 32 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 之间。不同边界层方案的选择对热带气旋近中心最大风速的模拟影响较大,MYNN 方案模拟的热带气旋强度偏弱些,模拟的近中心最大风速频率峰值位于 $22 \sim 27 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 之间。CAM3 方案模拟热带气旋近中心最大风速超过 $37 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的热带气旋时模拟的频率较其他方案偏高,而 ACM 方案和 UW 方案尽管模拟近中心最大风速小于 $42 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的频率时模拟的较多数方案偏高,但对近中心最大风速超过 $42 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的热带气旋两个方案模拟的频率均偏小。总体来看,在 $27 \sim 47 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 区间,模式各边界层方案的模拟最大风速频率随着风速的增加而呈现缓慢下降的趋势,这与观测趋势基本一致;在最大风速大于 $47 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 时,模式各边界层方案模拟的频率均为 0,表明该气候模式对强热带气旋的模拟性能不足。

表 2 边界层参数化方案统计相关系数

Table 2 Correlation coefficients between observed and simulated results

方案名称	频数相关系数	ACE 指数相关系数	PDI 指数相关系数
CAM3	0.349	0.709	0.713
YSU	0.294	0.645	0.678
MYNN	0.270	0.650	0.677
Boulac	0.326	0.686	0.693
ACM	0.403	0.687	0.715
UW	0.312	0.673	0.679

图 2 给出的是观测与模拟热带气旋各自的风速-气压关系(以下简称“风压关系”),观测的中心最小海平面气压与近中心最大风速呈现近似直线的关系,而 CWRf 模式各边界层方案大多都模拟出相似的关系。尽管相比于观测,CWRf 模式各边界层方案在给定中心最小海平面气压后模拟偏弱的热带气旋时模拟的近中心最大风速都偏大,但随着模拟的热带气旋强度增强,模式模拟的近中心最大风速在给定中心最小海平面气压时逐渐逼近观测的近中心最大风速值。这和在近中心最大风速频率分布图(图 1a)中模式各边界层方案模拟的频率相比,观测更集中于近中心最大风速值较弱或适中区间相符。模式模拟的风压关系对不同边界层方

图 1b 是观测与模拟的 ACE 指数年际变化曲线,观测得到的 ACE 指数的变化曲线没有非常明显的规律,但存在多个较明显的峰值和谷值。总体来看,由于 CWRf 模式未能很好地模拟出强热带气旋的强风速值,依据 ACE 指数、PDI^[24-25] 计算公式可知,其模拟的 ACE 指数和 PDI 年际变化曲线的平均值都比实际发生的平均值要大大降低。但是,CWRf 模式中的各边界层方案能够基本再现了观测中 ACE 指数年际变化曲线分布,均能成功模拟出在 1988、1993、1995、1998、2010 年等多个波谷以及在 1987、1994、1997、2004 年等多个波峰。不同边界层方案模拟的 ACE 指数年际变化曲线相差不大,CAM3 方案相对在大多数年份中模拟的 ACE 指数偏高,而 Boulac 方案模拟的 ACE 指数在较多年份均偏小,同样在 PDI 指数的年际变化曲线模拟中也能得到类似的演变特征(图 1c)。结合相关系数计算(表 2)也可发现,CAM3 方案计算得到的 PDI 指数和 ACE 指数与观测间的相关系数较其他方案偏高。因此,综合来看,选取 CAM3 方案模拟热带气旋强度的性能较好。

案的选择表现较敏感,MYNN 方案模拟的热带气旋中心最小海平面气压均大于 960 hPa ,且对中心最小海平面气压值小于 970 hPa 的热带气旋模拟数量也较少,这与近中心最大风速频率分布图中得到的结果相似。而 CAM3 方案模拟的热带气旋风压关系曲线一直延伸至中心最小海平面气压值低于 960 hPa 的位置,且相比其他方案模拟的中心最小海平面气压值低于 970 hPa 的热带气旋数量较多。综合来看,CAM3 方案相比其他边界层方案模拟的热带气旋强度偏强,与观测更接近。

2.2 频数模拟的影响

图 3a 是观测与模拟的热带气旋生成频数年际变化分布,观测的曲线大致呈现出热带气旋个数先

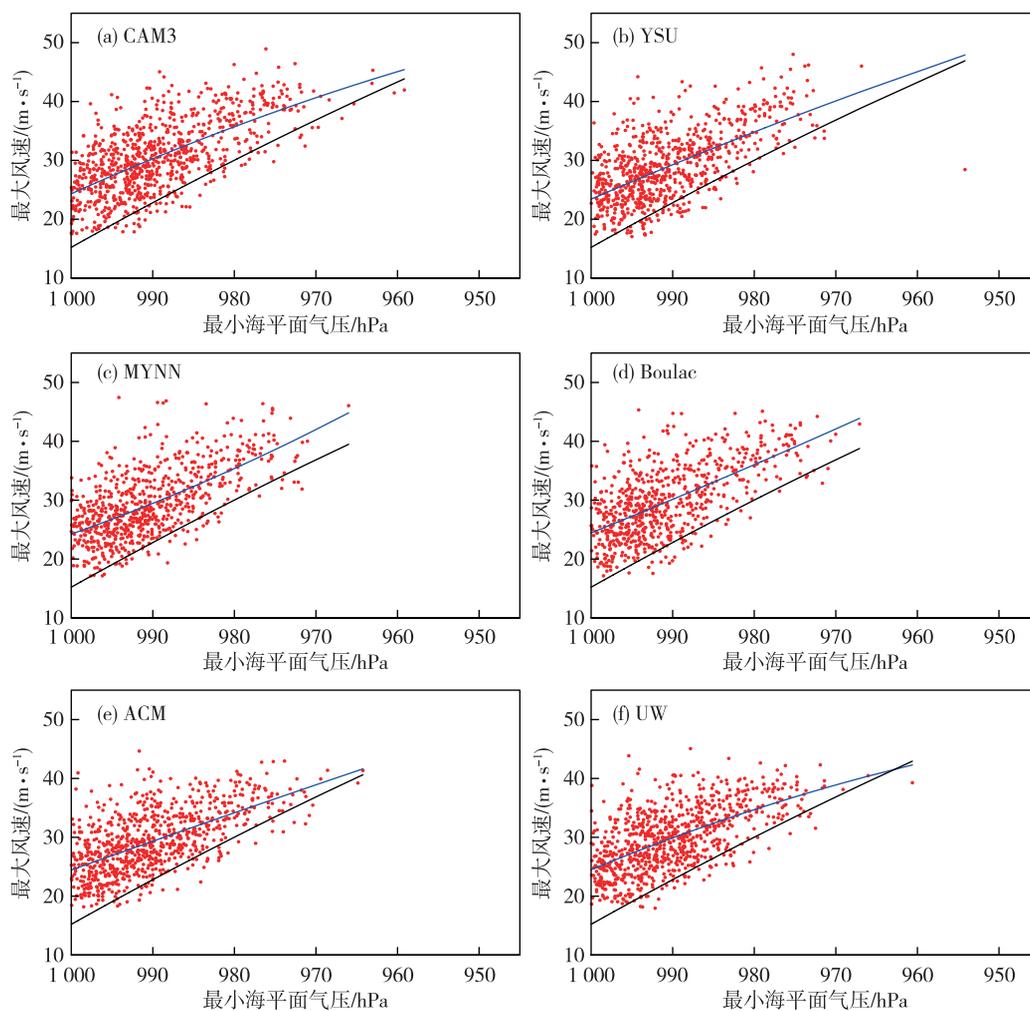


图2 近中心最大风速与中心最小海平面气压(a. CAM3, b. YSU, c. MYNN, d. Boulac, e. ACM, f. UW; 红色实心点是模式各边界层方案模拟的风速和气压对应点, 黑色(蓝色)实线是用最小二乘法线性拟合得到的观测(模拟)风压关系曲线)

Fig.2 The maximum wind speed near the center and the minimum sea-level pressure at the center (a. CAM3, b. YSU, c. MYNN, d. Boulac, e. ACM, f. UW; red solid point for corresponding point of wind speed and pressure simulated by each boundary layer scheme of the model, black (blue) solid line for observed (simulated) wind-pressure relationship curve obtained by linear fitting with the least square method)

减少后增加的变化趋势, 较为明显的是 1988 年与 1998 年两个谷值以及 1994 年与 2004 年两个峰值, 在 CWRf 各边界层方案模拟中也有所体现。模式中各边界层方案模拟的热带气旋个数普遍较观测偏少, 平均每年模拟的热带气旋个数在 6 个左右, 占实际观测的平均每年发生的热带气旋约 15 个的 40%。Boulac 方案相比其他边界层方案在大部分年份中模拟的热带气旋个数均偏低, 而 CAM3 方案、ACM 方案和 UW 方案相对在多数年份中模拟的热带气旋个数均偏多。结合相关系数计算(表 2)可知, ACM 方案模拟的频数与观测之间的相关系数最高, 超过了 0.4, 比相关系数次高的 CAM3 方案提高了 5.4 个百分点。

图 3b 是观测与模拟的热带气旋在不同月份的

生成频率分布, 观测的热带气旋个数从 1 月开始至 8 月在不断增多, 而后至 12 月逐渐减少。总体而言, 模拟的热带气旋在不同月份的生成频率分布与实际观测变化趋势非常吻合, 其中大部分方案模拟的热带气旋在不同月份生成频率分布的峰值均出现在 8 月(除 ACM 方案模拟的频率峰值出现在 7 月以及 UW 方案模拟的峰值出现在 9 月)。多数方案模拟的热带气旋在 9 月的生成频率均明显小于观测, 这表明多数方案对 9 月生成的热带气旋模拟的生成频率偏低。相比于其他方案, UW 方案对 9 月生成的热带气旋数量模拟得偏多, 而对 8 月生成的热带气旋模拟的数量较少。同样的 ACM 方案在 7、8 月模拟的热带气旋生成频率明显高于观测值而在 9 月模拟的热带气旋生成频率除 UW 方案外最高。

Boulac 方案在 6、9 月模拟的热带气旋生成频率明显低于其他方案,因此 Boulac 方案在 6、9 月模拟的热带气旋个数较其他方案偏少。

综合来看,不同边界层方案对热带气旋的生成频率影响较大,ACM 方案相对其他方案模拟的热带气旋频数与观测较为接近。

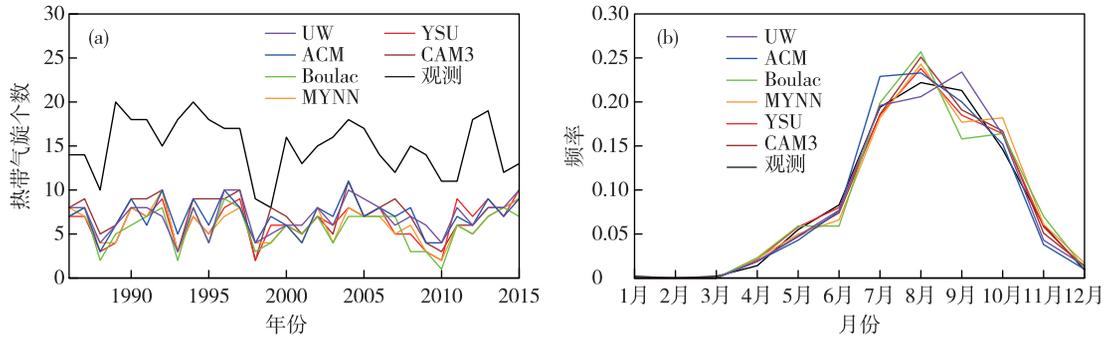


图 3 不同边界层参数化方案模拟的热带气旋生成频数的年际变化(a;单位:个)和热带气旋生成频率的月变化(b)
Fig.3 Interannual variation of TC number (a) and monthly variation of genesis frequency (b) of observed (black line) and simulated (colored line) TCs by different boundary layer parameterization schemes

2.3 路径模拟的影响

图 4 给出的是各边界层参数化方案模拟及 JTWC 统计的热带气旋出现频次的空间分布。由观测中热带气旋出现频次的分布(图 4g)可知,对南海区域热带气旋出现频次的模拟普遍偏少,但都可以再现菲律宾北部洋面上的热带气旋高频次出现。与辅天华等^[11]研究中选用不同云微物理参数化方

案时的结论相似,由计算的热带气旋频次偏差值知,所有方案对热带气旋出现频次模拟结果都偏低,特别是纬度越低的区域相差越大。Boulac 方案模拟的热带气旋出现频次相对其他方案偏少,与观测的偏差值较大(图 4d)。CAM3(图 4a)和 UW(图 4f)方案相对模拟的热带气旋出现频次与观测之间的偏差在大部分地区较其他方案(图 4b—e)偏小。

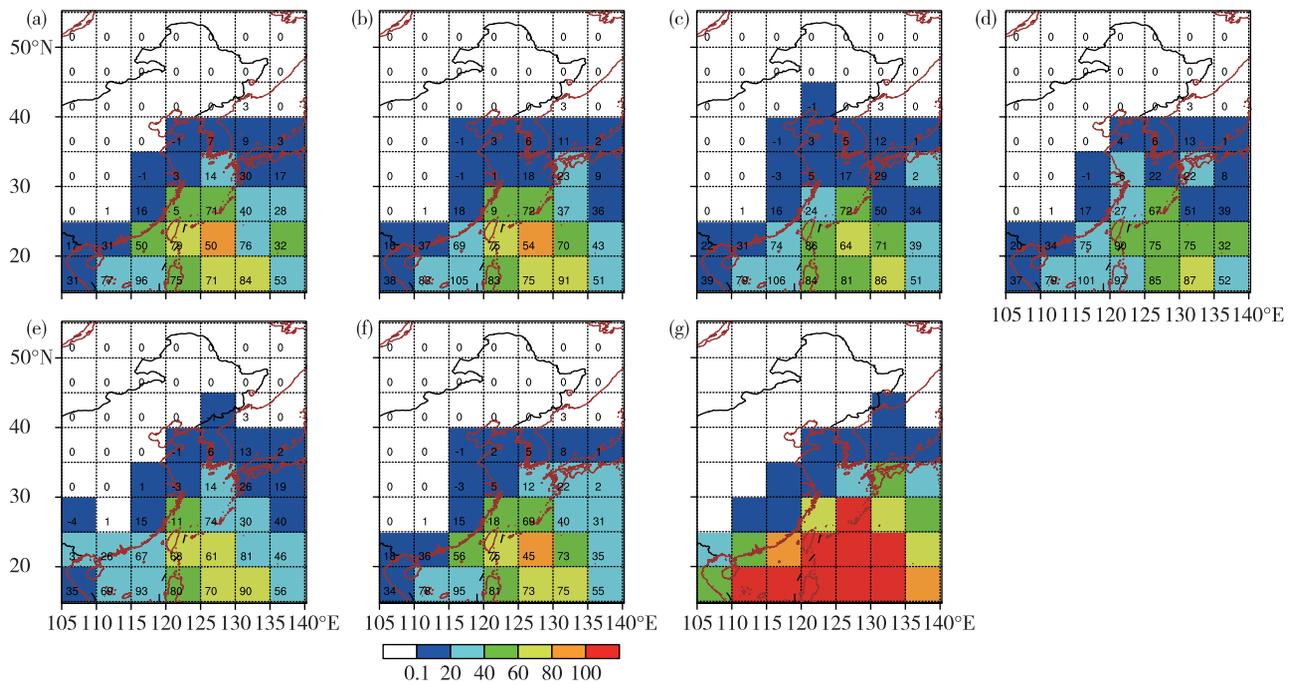


图 4 不同边界层参数化方案模拟的和观测的热带气旋 30 a 间在东亚近海出现频次分布情况(a. CAM3, b. YSU, c. MYNN, d. Boulac, e. ACM, f. UW, g. 观测;网格内的数值代表的是 JTWC 统计与各方案模拟结果的偏差值;单位:个)
Fig.4 Distribution of TC frequency over offshore areas of East Asia from 1986 to 2015 from JTWC data and simulation by different boundary layer parameterization schemes (a. CAM3, b. YSU, c. MYNN, d. Boulac, e. ACM, f. UW, g. observation; the value in the grid represents the deviation value between JTWC data and each boundary layer scheme)

图 5a 给出了观测与模拟得到的热带气旋出现天数随纬度分布情况,观测的热带气旋多出现在纬度较低的热带及副热带地区,而 CWRF 中各边界层方案大体能模拟出这一分布,但相比观测,CWRF 模式模拟的热带气旋个数仍相对较少。不同边界层方案之间模拟的差异较明显,与热带气旋出现频次空间分布相似的是,Boulac 方案模拟的热带气旋在各个纬度区间内的个数相比其他方案偏少,而 UW 方案模拟的热带气旋个数在各个纬度区间内较其他方案偏高,这在热带气旋个数随经度变化的分布中也能得到类似的结论。图 5b 中热带气旋的个数随经度变化分布在 $125^{\circ} \sim 130^{\circ} \text{E}$ 间出现一个峰值,这在观测与模式模拟下均有体现。Boulac 方案在这一区间内模拟的热带气旋个数较其他方案均偏少,而 UW 方案模拟的热带气旋个数在 125°E 以东区域内较其他方案均明显偏多。

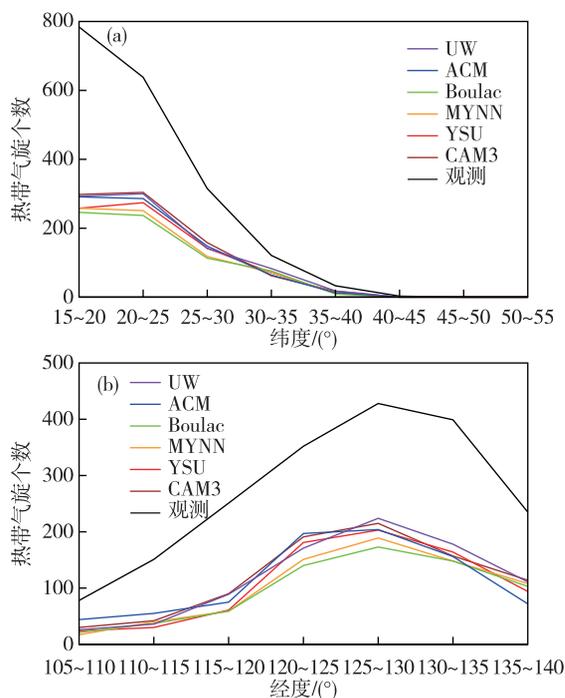


图 5 热带气旋出现频次随纬度 (a) 和经度 (b) 的变化
Fig.5 Variation of TC number with latitude (a) and longitude (b)

2.4 热带气旋模拟精度的评估

由 TS 评分、空报率和漏报率(表 3)可以发现,所有边界层方案对热带气旋活动模拟的能力差异较大,多数方案得到的 TS 评分在 0.4 左右,而模拟相对较好的 CAM3 方案和模拟相对偏差的 MYNN 方案 TS 评分相差 9 个百分点。同样的差异在漏报率上也有体现,而在频数和强度模拟均较其他方案

偏小的 Boulac 方案,TS 评分也较低。同样表现较好的还有 ACM 方案和 UW 方案,TS 评分均超过了 0.4,相较于其他三个方案表现得更好。此外,MYNN 方案计算的空报率以及漏报率相比其他方案均偏高,而 CAM3 方案计算的空报率和漏报率相对大多数方案偏少,因此,综合来看,CAM3 方案相对于其他边界层方案模拟热带气旋的性能较好,而 MYNN 方案模拟热带气旋的性能相对较差。

表 3 不同边界层参数化方案模拟结果的各项评分比较

Table 3 Performance of different boundary layer parameterization schemes

方案名称	TS	FAR	PO
CAM3	0.439	0.083	0.542
YSU	0.388	0.079	0.598
MYNN	0.349	0.122	0.633
Boulac	0.363	0.058	0.628
ACM	0.410	0.110	0.568
UW	0.402	0.120	0.575

3 大尺度环境场作用影响

除了热带气旋内核动力学作用以外,大尺度环境场控制对热带气旋的强度与结构的变化起着至关重要的作用^[26-27],因此,进一步计算和比较了采用不同边界层方案的 CWRF 模拟的大尺度环境场(包括高度场、湿度场和垂直风切变场^[26-27])分布特征,其中,使用水平分辨率为 $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$ 的 ERA-Interim 再分析资料^[28]作为相应的观测值,时间范围为 1986—2015 年的 7—9 月。

图 6 是 CWRF 模拟和 ERA-Interim 再分析资料的 500 hPa 平均高度场分布。总体而言,虽然各方案模拟的副热带高压强度都偏东(偏弱),但各方案模拟的 500 hPa 形势高度场分布大致均与实际观测的再分析资料中反映的形势高度场分布特征相当,其中副热带高压 586 dagpm 脊线顶点位置明显偏东,特别是 ACM 方案和 UW 方案的副热带高压脊线最西顶点相对更为偏东(图略),相对而言,CAM3 方案模拟的 500 hPa 形势高度场较为合理(比较图 6a 和图 6b)。

图 7 是 CWRF 模拟和 ERA-Interim 再分析资料的 600 hPa 平均相对湿度场分布。总体而言,各方案模拟的 600 hPa 的相对湿度分布与实际观测的再分析资料中反映的相对湿度分布特征基本一致(比较图 7a 和图 7b),在低纬度地区有水汽高(湿)值

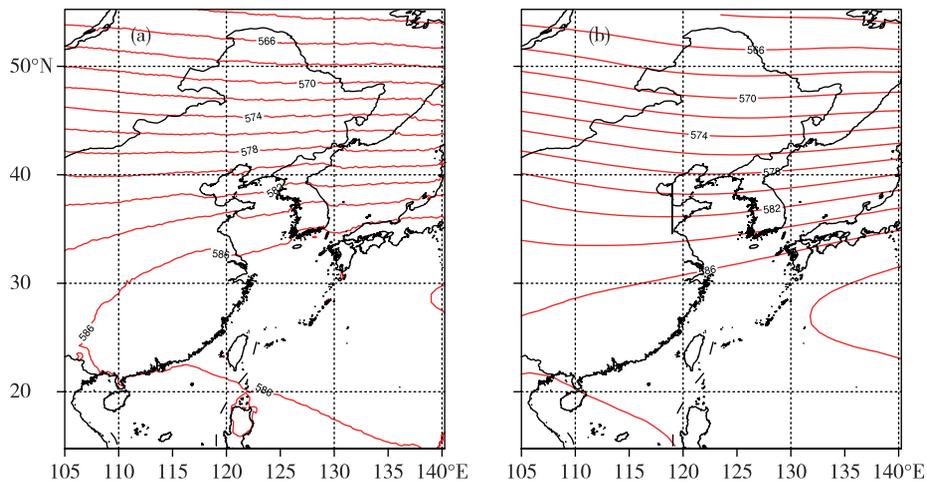


图6 CWRf模拟和ERA-Interim再分析资料的500 hPa平均高度场(a. CAM3, b. 观测; 单位: dagpm)

Fig.6 Mean geopotential height at 500 hPa from CWRf simulation and ERA-Interim reanalysis data (a. CAM3, b. observation; units: dagpm)

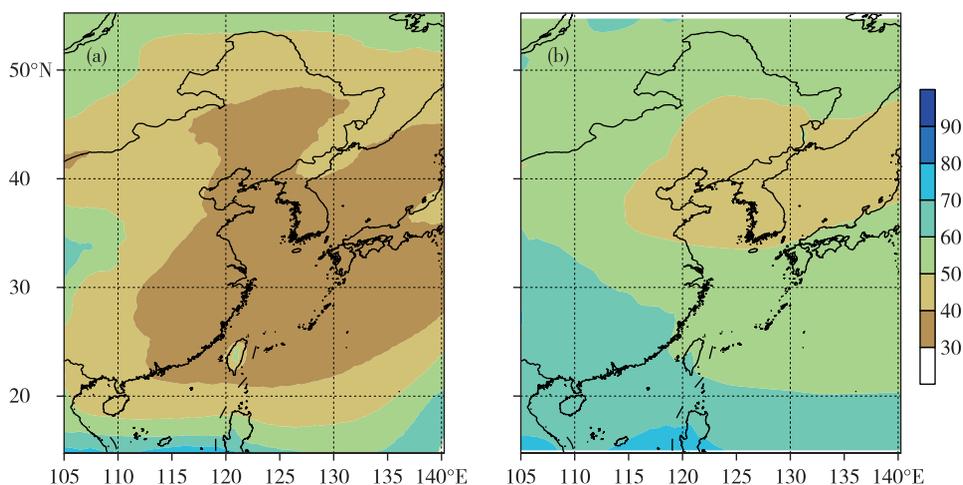


图7 CWRf模拟和ERA-Interim再分析资料的600 hPa平均相对湿度场(a. CAM3, b. 观测; 单位: %)

Fig.7 Mean relative humidity at 600 hPa from CWRf simulation and ERA-Interim reanalysis data (a. CAM3, b. observation; units: %)

区,而在东北亚附近由于副热带高压的下沉气流作用有水汽低(干)值区,但是可以发现各方案模拟的600 hPa的相对湿度均比实际观测值干燥(图略),这可以部分解释选用所有方案的CWRf模式对于东亚沿海热带气旋模拟强度和频数都偏低的原因。

图8是CWRf模拟和ERA-Interim再分析资料的850~200 hPa平均风垂直切变分布。总体而言,各方案模拟的风切变分布大致与实际观测的再分析资料中反映的风切变分布特征相当(比较图8a和图8b),但是所有模拟的中高纬度(40°N)附近风切变带大小都相对较弱(图略),特别是ACM方案在高纬度(40°N)附近的风切变带未见 $28 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上的风切变大值区,且低纬度区域(20°~30°N)附近

的风切变带风切变低值区范围较实际观测值偏泛(图8a),相对而言,CAM3方案和UW方案模拟的850~200 hPa风切变分布较好,更接近于实际观测的风切变分布特征。

综上(图6—8)所述,CAM3方案反映的大尺度环境场特征分布比其他方案的要相对合理,可以部分地解释CWRf模式选择该边界层方案模拟热带气旋时性能较好的物理原因。

4 结论与讨论

本文评估了区域气候模式CWRf不同边界层方案对1986—2015年东亚近海热带气旋的频数、路径及强度模拟性能,计算了各方案模拟热带气旋的

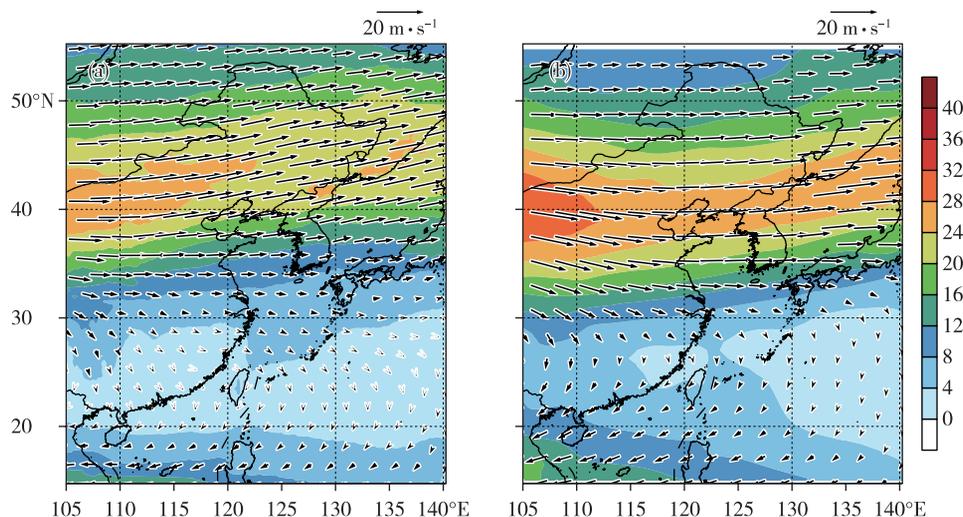


图8 CWRf 模拟和 ERA-Interim 再分析资料的 850~200 hPa 平均风切变场 (a. ACM, b. 观测; 阴影表示风切变大小, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig.8 Mean wind shear between 850 hPa and 200 hPa from CWRf simulation and ERA-Interim reanalysis data (a. ACM, b. observation; shading area for value of wind shear; units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

TS 评分、空报率、漏报率及相关系数,分析了 CWRf 模式不同边界层参数化方案对热带气旋模拟性能的影响,得到了以下主要结论:

1) CWRf 模式所有边界层方案模拟的热带气旋强度普遍偏弱,但结合 ACE 指数、PDI 指数、近中心最大风速频率分布及风压关系的计算,认为 CAM3 方案模拟强热带气旋的能力较其他方案偏好,模拟的 ACE 指数在多数年份中偏高。

2) CWRf 模式中所有边界层方案普遍在大多数年份中模拟的热带气旋个数较观测偏少,但对热带气旋生成个数时间序列曲线中几个极值点的判断较为准确。ACM 方案相比其他方案模拟的热带气旋个数在多数年份均偏多,且在不同月份模拟的热带气旋生成频率与观测最接近。CAM3 方案模拟的热带气旋出现频次与观测之间的偏差在大部分地区较其他方案偏小,与观测最接近。

3) 结合 TS 评分、漏报率、空报率及相关系数的计算,发现 CAM3 方案的 TS 评分较高,模拟热带气旋的精度较好,且计算的频数及强度的相关系数均较多数方案偏高。通过比较所有方案模拟的大尺度环境场,认为 CAM3 方案的大尺度环境场特征分布比其他方案更为合理。

值得注意的是,在 CWRf 热带气旋模拟中所有边界层方案的频数偏低和强度偏弱,一方面与多热带气旋模拟时没有预测多热带气旋过程有关;另一方面也与模式区域相对较小、易受侧边界条件的影响、模式分辨率较粗等因素相关。本文目前关注的

是边界层参数化方案选取对热带气旋模拟的敏感性问题,未来还将继续研究其他物理过程对热带气旋模拟性能的可能影响。

参考文献:

- [1] 王雨星,钟中,孙源,等.两种边界层参数化方案模拟热带气旋 Megi(2010)路径差异的机理分析[J].地球物理学报,2017,60(7):2545-2555.
- [2] WEN X P, LONG X, ZHANG S W, et al. Numerical studies of planetary boundary layer parameterization schemes on super typhoon Sanba (2012) during its initial stage[J]. J Trop Meteor, 2018, 24(3): 288-299.
- [3] 江丽芳,尹毅,刘春霞.边界层参数化方案对台风“莫拉菲”热力和动力结构特征影响的对比[J].海洋预报,2017,34(4):20-31.
- [4] 徐亚钦,翟国庆,李国平,等.WRF 模式对高影响浙江型台风微物理和边界层参数化方案的优化试验[J].热带气象学报,2017,33(2):201-211.
- [5] 刘冠州,梁信忠.新一代区域气候模式(CWRf)国内应用进展[J].地球科学进展,2017,32(7):781-787.
- [6] 曾明剑,陆维松,梁信忠,等.CWRf 模式对夏季降水的集合预报试验研究[J].高原气象,2008,27(6):1218-1228.
- [7] 董晓云,余锦华,梁信忠,等.CWRf 模式在中国夏季极端降水模拟的误差订正[J].应用气象学报,2019,30(2):223-232.
- [8] LIANG X Z, XU M, YUAN X, et al. Regional climate-weather research and forecasting model (CWRf) [J]. Bull Amer Meteor Soc, 2012, 93(9): 1363-1387.

- [9] LIANG X Z, SUN C, ZHENG X H, et al. CWRF performance at downscaling China climate characteristics [J]. *Climate Dyn*, 2019, 52(3/4): 2159-2184.
- [10] 刘术艳, 梁信忠, 高伟, 等. 气候-天气研究及预报模式(CWRF)在中国的应用: 区域优化[J]. *大气科学*, 2008, 32(3): 457-468.
- [11] 辅天华, 陈海山, 曾智华, 等. 云微物理参数化对东亚近海热带气旋活动模拟的影响[J]. *海洋气象学报*, 2020, 40(1): 12-21.
- [12] 辅天华, 陈海山, 曾智华, 等. 积云对流参数化对东亚近海热带气旋活动模拟的影响[J]. *热带气象学报*, 2020, 36(2): 254-262.
- [13] QIAO F X, LIANG X Z. Effects of cumulus parameterization closures on simulations of summer precipitation over the continental United States [J]. *Climate Dyn*, 2017, 49(1/2): 225-247.
- [14] TAO W K, SIMPSON J, BAKER S, et al. Microphysics, radiation and surface processes in the Goddard Cumulus Ensemble (GCE) model[J]. *Meteor Atmos Phys*, 2003, 82(1): 97-137.
- [15] CHOI H I, LIANG X Z, KUMAR P. A conjunctive surface-subsurface flow representation for mesoscale land surface models [J]. *J Hydrometeorol*, 2013, 14(5): 1421-1442.
- [16] LING T J, XU M, LIANG X Z, et al. A multi-level ocean mixed layer model resolving the diurnal cycle: Development and validation[J]. *J Adv Model Earth Syst*, 2015, 7(4): 1680-1692.
- [17] HOLTSLAG A A M, BOVILLE B A. Local versus nonlocal boundary layer diffusion in a global climate model[J]. *J Climate*, 1993, 6(10): 1825-1842.
- [18] HONG S Y, NOH Y, DUDHIA J. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes[J]. *Mon Wea Rev*, 2006, 134(9): 2318-2341.
- [19] NAKANISHI M, NINO H. An improved Mellor-Yamada level-3 model with condensation physics: Its design and verification [J]. *Bound-Layer Meteorol*, 2004, 112(1): 1-31.
- [20] BOUGEAULT P. A simple parameterization of the large-scale effects of cumulus convection [J]. *Mon Wea Rev*, 1985, 113(12): 2108-2121.
- [21] PLEIM J E. A combined local and nonlocal closure model for the atmospheric boundary layer. Part II: Application and evaluation in a mesoscale meteorological model[J]. *J Appl Meteor Climatol*, 2007, 46(9): 1396-1409.
- [22] BRETHERTON C S, PARK S. A new moist turbulence parameterization in the community atmosphere model [J]. *J Climate*, 2009, 22(12): 3422-3448.
- [23] ZHAO M, HELD I M, Lin S J, et al. Simulations of global hurricane climatology, interannual variability, and response to global warming using a 50-km resolution GCM [J]. *J Climate*, 2009, 22(24): 6653-6678.
- [24] 中国气象局上海台风研究所. 西北太平洋热带气旋气候图集: 1981—2010 [M]. 北京: 科学出版社, 2017: 13.
- [25] EMANUEL K. Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years [J]. *Nature*, 2005, 436(7051): 686-688.
- [26] ZENG Z H, WANG Y Q, WU C C. Environmental dynamical control of tropical cyclone intensity: An observational study [J]. *Mon Wea Rev*, 2007, 135(1): 38-59.
- [27] ZENG Z H, CHEN L S, WANG Y Q. An observational environmental dynamical control of tropical cyclone intensity in the Atlantic [J]. *Mon Wea Rev*, 2008, 136(9): 3307-3322.
- [28] DEE D P, UPPALA S M, SIMMONS A J, et al. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system [J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 2011, 137(656): 553-597.