

沈新勇, 姜晓岑, 柳笛, 等. 2017. 利用 WRF-Chem 模式模拟分析人为气溶胶对台风 Fitow (1323) 强度及降水的影响 [J]. 大气科学, 41 (5): 960–974.
Shen Xinyong, Jiang Xiaocen, Liu Di, et al. 2017. Simulations of anthropogenic aerosols effects on the intensity and precipitation of typhoon Fitow (1323) using WRF-Chem model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41 (5): 960–974, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1703.16216.

利用 WRF-Chem 模式模拟分析人为气溶胶对台风 Fitow (1323) 强度及降水的影响

沈新勇^{1,2} 姜晓岑^{1,2} 柳笛³ 祖繁⁴ 樊曙先⁵

1 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际合作联合实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044

2 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴重点实验室, 北京 100029

3 耶鲁大学—南京信息工程大学大气环境中心, 南京 210044

4 江苏省气象科学研究所, 南京 210009

5 南京信息工程大学中国气象局气溶胶与云降水重点开放实验室, 南京 210044

摘 要 利用气象与化学模块在线耦合的模式 WRF-Chem V3.5 (Weather Research and Forecasting Model coupled to Chemistry Version 3.5) 对 1323 号台风 Fitow 进行了模拟, 设计无人为排放源、含人为排放源和人为排放源增加的三组模拟试验, 对比分析了人为气溶胶对台风的影响。结果表明: 人为气溶胶对台风移动路径影响较小。人为气溶胶增加, 台风强度减弱, 台风主体总累积降水量减少, 靠近陆地阶段台风主体降水率减少。气溶胶的增多可提供更多的凝结核, 台风外围云水增加, 更多的云水可上升至冻结层以上形成过冷水, 促进冰相粒子的形成, 释放的潜热增加, 使外围对流增强, 降水增加。台风外围对流的发展, 使低层入流的暖湿空气更多的在外围上升, 向台风中心的入流减弱, 眼墙的发展减弱, 降水减少, 台风强度减弱。台风外围的对流发展弱于眼墙的对流, 降水仍以眼墙区为主, 使累积降水量和降水率整体上表现为减少。

关键词 台风 强度 降水 人为气溶胶 WRF-Chem 模式

文章编号 1006-9895(2017)05-0960-15

中图分类号 P444

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1703.16216

Simulations of Anthropogenic Aerosols Effects on the Intensity and Precipitation of Typhoon Fitow (1323) Using WRF-Chem Model

SHEN Xinyong^{1,2}, JIANG Xiaocen^{1,2}, LIU Di³, ZU Fan⁴, and FAN Shuxian⁵

1 Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education / Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change / Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and Technology (NUIST), Nanjing 210044

2 Key Laboratory of Cloud–Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

3 Yale–NUIST Center on Atmospheric Environment, Nanjing 210044

4 Jiangsu Institute of Meteorological Sciences, Nanjing 210009

5 Key Laboratory for Aerosol–Cloud–Precipitation of China Meteorological Administration, Nanjing University of Information Science and Technology

收稿日期 2016-08-16; **网络预出版日期** 2017-04-08

作者简介 沈新勇, 男, 1964 年出生, 教授, 博士生导师, 主要从事中尺度气象学和大气污染分析研究。E-mail: shenxy@nuist.edu.cn

资助项目 科技部国家大气污染专项项目 2016YFC0203301, 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 项目 2015CB453201, 国家自然科学基金项目 41375058、41530427, 江苏省自然科学基金重点项目 BK20150062

Founded by National Key Project of Ministry of Science and Technology of China (Grant 2016YFC0203301), National Key Basic Research and Development Project of China (Grant 2015CB453201), National Natural Science Foundation of China (Grants 41375058 and 41530427), Jiangsu Natural Science Key Project (Grant BK20150062)

Technology, Nanjing 210044

Abstract To investigate the impacts of anthropogenic aerosols on typhoon Fitow, the No. 23 typhoon in 2013, three simulations with zero, normal and increased anthropogenic emissions were conducted by using WRF-Chem V3.5 (Weather Research and Forecasting Model coupled to Chemistry Version 3.5). Comparison of the results shows that anthropogenic aerosols could hardly influence the track of Fitow. The increased anthropogenic aerosols led to weakened intensity, reduced total accumulated precipitation and decreased precipitation rate in typhoon main body during the phase when Fitow approached the land. Increased aerosols could provide more cloud condensation nuclei, which leads to increased cloud water at the periphery. Therefore, more cloud water could rise above the freezing level and produced more supercooled water, which provided an advantage for the forming of ice particles. These processes not only released extra amount of latent heat, but also enhanced the convection and precipitation at the periphery of typhoon. Furthermore, the invigorated convection at periphery caused an increase in warm and moist air lifted there and a decrease in inflow reaching the typhoon center, and hence resulted in a weakened eyewall and precipitation near the eyewall. The strength of typhoon was weakened. Precipitation at eyewall still dominated precipitation over the typhoon main body due to the weaker convection at its periphery. As a result, total accumulated precipitation and precipitation rate in the typhoon main body both decreased.

Keywords Typhoon, Intensity, Precipitation, Anthropogenic aerosols, WRF-Chem model

1 引言

大气气溶胶是悬浮在大气中的固、液态粒子，来源可分为人为源和自然源，人为气溶胶主要来源于交通运输、燃料燃烧和工农业等人类活动（盛裴轩等，2003；唐孝炎等，2006）。随着经济的迅速发展，人为排放日益增加，其对环境气候的影响也越来越受关注。

气溶胶粒子可以通过散射和吸收太阳辐射直接影响地气系统的辐射平衡，也可以作为云凝结核或冰核，改变云微物理、光学特性等间接影响天气和气候（张小曳，2007；石广玉等，2008，杨慧玲等，2011，沈新勇等，2014）。观测研究表明，受气溶胶影响，云中云滴数浓度增加，云滴粒子半径减小，暖雨过程受到抑制，云顶更高，对流发展受到促进（Rosenfeld，1999；Koren et al.，2005；Lin et al.，2006；Bell et al.，2008）。但是也有观测发现气溶胶增加，云滴的有效半径也可能增大，这与水汽含量等环境条件有关（Yuan et al.，2008）。数值模拟使气溶胶对云和降水影响的研究更加深入。受气溶胶影响，不同模拟研究中降水的变化存在着差异：Khain et al.（2005）的研究表明气溶胶增加使深对流单体云的降水效率降低；Fan et al.（2007）的模拟研究发现在高气溶胶浓度的情况下，积云中增加的凝结过程使潜热释放增加，引起更强的对流和融化降水；马贤芳等（2010）对一次产生强降水和冰雹的对流天气进行模拟研究，发现气溶胶增加

不利于对流的云发展，地面降水减少；岳治国等（2011）模拟的北京地区的暴雨、中雨和微量降水的三次云降水过程，气溶胶增加，平均累积降水量均减少。结果的差异与环境的相对湿度、风切变和对流有效位能的影响、降水的云类型不同以及复杂的微物理和动力过程有关（Fan et al.，2007；Tao et al.，2007；Lee et al.，2008；石荣光等，2015）。模拟研究还发现，受环境因子的影响，在深对流云附近易形成高降水率的次级强对流云（Khain et al.，2005；Lynn et al.，2005）。

台风的风场、强降水区域和降水率同样受到云微物理过程的影响（Khain et al.，2008），所以气溶胶对台风的降水和强度的影响也不容忽视。根据之前观测到的高浓度的气溶胶抑制了热带地区云的暖雨过程，Rosenfeld et al.（2007）使用 WRF（Weather Research and Forecasting Model）模式模拟了飓风 Katrina，进行了完全关闭和关闭飓风外围暖雨过程的敏感试验，发现暖雨受到抑制时，飓风的大风区半径减小，眼区收缩，飓风强度减弱。Zhang et al.（2007）模拟研究了撒哈拉空气层中的沙尘作为云凝结核对理想热带气旋的影响，认为沙尘云凝结核通过改变云中水成物的性质，影响热带气旋的非绝热加热分布及热力结构，最终通过动力响应影响热带气旋的强度；Zhang et al.（2009a）进一步的研究认为，云凝结核可通过活化及云滴增长释放的潜热直接影响眼墙发展，也可以改变雨带的发展间接地影响眼墙的发展。Khain et al.（2008，2010）的模

拟研究认为,气溶胶可使热带气旋外围的对流加强,垂直速度增加,对流加热使外围的表面气压减小,水平的气压梯度减小,近中心对流减弱,热带气旋强度减弱。Carrió and Cotton (2011)通过使用 RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) 模式模拟飞机垂直向飓风中播种云凝结核过程来研究气溶胶对飓风的影响,结果表明云凝结核浓度增加,外围雨带降水增加,低层的蒸发冷却增强,使外雨带形成覆盖范围更大、更强的冷池,阻碍了能量向台风中心的流入,最终导致台风强度减弱, Cotton et al. (2012) 对台风 Nuri 模拟也得到了同样的结果。Jiang et al. (2016) 对于台风 Usagi 的模拟研究发现,在清洁和人为污染严重的情况下,台风降水率均减少,极端污染情况下,台风外围的对流降水明显增加。

国内外的研究多是针对气溶胶影响大西洋地区的热带气旋的研究,对于太平洋地区的热带气旋的研究较少,气溶胶对真实热带气旋个例的影响,也有待于进一步研究;而且对气溶胶影响热带气旋的数值模拟研究中,大多通过改变云凝结核浓度值进行模拟试验,未考虑气溶胶辐射反馈效应、湿清除过程、云化学和光化学反应等过程,使数值模拟结果与真实情况存在一定差距。我国东部沿海地区作为经济发展最迅速、人口较为密集的地区,是人为排放源分布的主要地区,同时也是受台风影响较频繁的地区,气溶胶难免会对靠近我国的西北太平洋上活动的台风造成一定程度的影响。所以,本文使用可模拟污染物与气象场相互作用的 WRF-Chem (Weather Research and Forecasting Model coupled to Chemistry) 模式,对 2013 年在我国东部沿海地区登陆的台风 Fitow 进行模拟,分析人为气溶胶对其产生的影响。

2 模拟个例及试验设置

2.1 台风 Fitow 简介

2013 年第 23 号台风 Fitow 于 9 月 30 日 12 时(协调世界时,下同)在西北太平洋菲律宾以东的洋面生成,10 月 2 日 21 时加强为台风,4 日 09 时加强为强台风,之后强度维持,最大强度时近中心地面最大风速达 45 m s^{-1} ,中心最低海平面气压达 945 hPa。6 日 17 时 15 分左右在福建省福鼎沙埕镇以强台风强度登陆,近中心最大风速 42 m s^{-1} ,中心最低海平面气压 955 hPa。7 日 01 时

左右减弱为热带低压,7 日 03 时中央气象台停止编号。

2.2 数值试验设置

WRF-Chem 模式是美国国家海洋和大气管理局(NOAA)和美国国家大气研究中心(NCAR)等机构联合开发的区域大气动力—化学耦合模式,是在 WRF 模式的基础上耦合化学模块,使气象和化学模块在线耦合,可以更好地模拟气象场与大气污染物相互作用。本文使用 WRF-Chem V3.5 对台风 Fitow 进行模拟,模拟时间为 2013 年 10 月 3 日 18 时至 10 月 7 日 06 时,共 84 h,每小时输出一次结果,前 18 h 作为 spin-up 时间。水平为两层网格嵌套,格距为 18 km、6 km,垂直方向为间隔不相等的 46 层,模式层顶至 50 hPa。

模式模拟的气象初始场和边界场来自美国国家环境预报中心的全球分析资料(NCEP FNL),水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$,时间间隔为 6 h。人为源排放使用 2006 年美国国家航空航天局(NASA)INTEX-B (International Chemistry Transport Experiment—Phase B)计划中由 Zhang et al. (2009b)制作的亚洲地区污染物排放清单,包括了电力、工业、居民和交通等排放源排放的二氧化硫(SO_2)、氮氧化物(NO_x)、一氧化碳(CO)、挥发性有机物(VOC_s)、可吸入颗粒物(PM_{10})、细颗粒物($\text{PM}_{2.5}$)、黑炭(BC)和有机碳(OC)八类污染物,空间分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$,氨气(NH_3)排放使用 REAS (Regional Emission Inventory in Asia) 亚洲排放清单(<http://www.jamstec.go.jp/frsgc/research/d4/emission.htm> [2016-10-17]) 中 2006 年的数据,空间分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$;生物源排放使用 Guenther 方案(Guenther et al., 1993)在线计算。

模式中两重网格使用相同的参数化方案,主要包括 RRTMG (Rapid Radiative Transfer Model for Global Climate Models) 长、短波辐射方案(Iacono et al., 2008)、Grell-Freitas (Grell and Freitas, 2013) 积云参数化方案、YSU (Yonsei University) 行星边界层方案(Hong et al., 2006)以及 Morrison 双参数微物理方案(Morrison et al., 2009),该方案可预报云水、雨、水汽、云冰、雪、霰的混合比以及雨、云冰、雪、霰的数浓度,可以较好地模拟出微物理及相应的天气过程(余贞寿和王红雷, 2010; 肖辉和银燕, 2011; 沈新勇等, 2015)。化学模块中使用 RADM2 (Regional Acid Deposition Model Version

2) 气相化学机制 (Stockwell et al., 1990), 包含液相化学反应的 MADE/SORGAM (Modal Aerosol Dynamics Model for Europe/Secondary Organic Aerosol Model) 气溶胶模块 (Ackermann et al., 1998; Schell et al., 2001), Fast-J 光化学方案 (Wild et al., 2000), 模式中包含云化学、湿清除过程以及气溶胶辐射反馈效应。

按照以上的设置, 通过改变人为排放源强度, 进行三组模拟试验, 对比分析人为气溶胶对台风的影响。三组试验为: Ctrl 试验, 包含人为排放源; 0Anth 试验, 人为排放源为 Ctrl 试验的 0 倍; 3Anth 试验; 人为排放源为 Ctrl 试验的 3 倍。其中, 3Anth 试验中的 3 倍为随机选取的数值, 目的是使人为排放无论是陆地上还是海上都增加。

3 模拟结果检验及路径和强度分析

使用中国气象局 (CMA) 热带气旋最佳路径数据集 (<http://www.tcddata.typhoon.gov.cn> [2016-10-17]) 对模拟的台风 Fitow 的路径和强度进行检验。

由图 1a 可以看出 Ctrl 试验模拟的台风移动路径与 CMA 最佳路径基本一致, 经计算, 两者的平均路径差约为 55.196 km。登陆前 Ctrl 试验模拟

的台风移动路径的方向和时间与观测相比基本一致, 登陆的位置相差较小, 登陆后模拟路径向西南偏转不明显, 这可能与台风受陆地摩擦的影响有关。对比三组试验模拟的台风路径, 在模拟的第 54 h 开始出现微弱的偏差, 为了分析路径出现偏差的原因, 计算了以台风中心为中心 4 个纬度半径内、850~300 hPa 厚度层内平均的水平气流作为引导气流。由图 1c 引导气流经向变化的时间序列可以看出, 54~66 h Ctrl 和 3Anth 试验的引导气流经向向北的分量略大于 0Anth 试验, 这可以引起模拟的台风路径比 0Anth 试验略偏北, 72 h 以后 3Anth 引导气流比 Ctrl 试验偏北使其路径略偏北。78 h 以后 0Anth 引导气流向西的分量 (图 1b) 小于 Ctrl 试验, 使其路径向西南偏。整体来看, 三组试验模拟的路径差异很小, 可认为气溶胶对台风 Fitow 移动路径的影响较小, 符合之前研究的结果 (Cotton et al., 2012; Hazra et al., 2013; Jiang et al., 2016)。

通过检验模拟的近中心最低气压 (图 2a) 和最大风速 (图 2b) 来检验台风强度的模拟效果。Ctrl 试验模拟出了台风强度增强、维持和减弱的过程, 整体上与实况基本一致, 由于初始场台风的强度弱于实况, 使模拟的近中心最低气压和最大风速均较

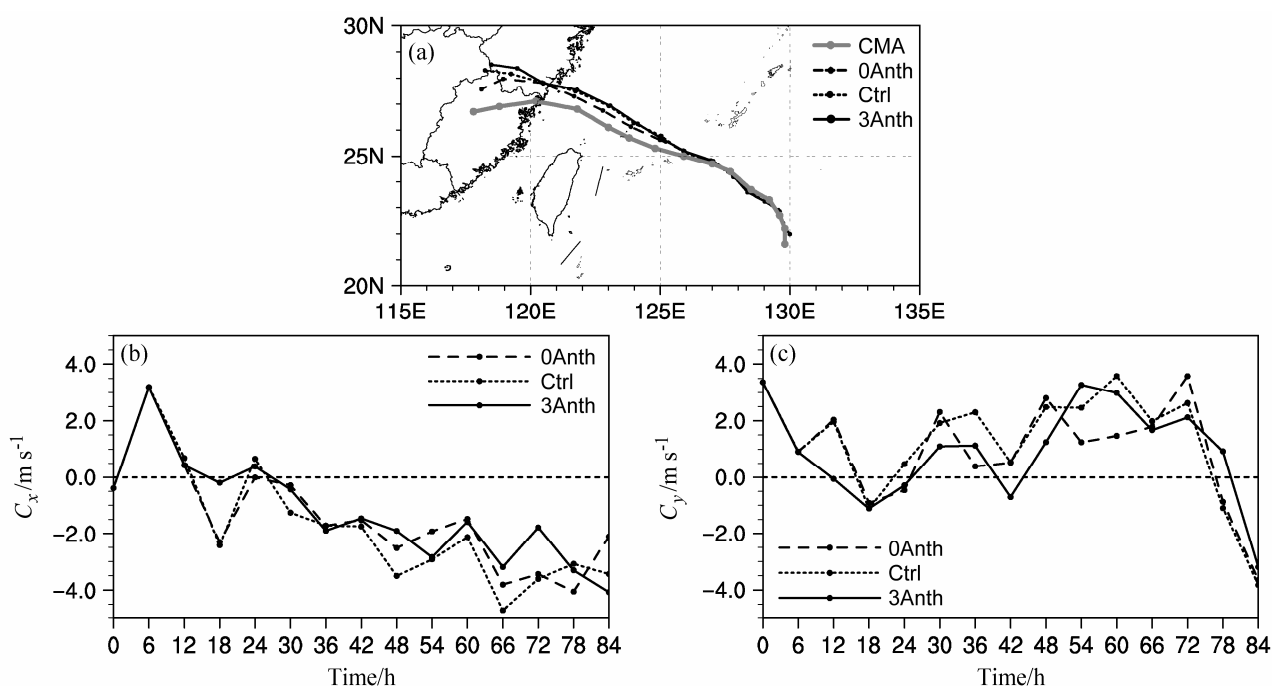


图1 2013年10月3日18时至7日06:00 CMA及三组模拟试验的(a)台风Fitow路径、(b)引导气流纬向分量 C_x (单位: m s^{-1})和(c)经向分量 C_y (单位: m s^{-1})的变化

Fig. 1 (a) The tracks of typhoon Fitow from CMA (China Meteorological Administration) and three simulations, (b) zonal and (c) meridional components of the steering flow (units: m s^{-1}) during the period from 1800 UTC 3 to 0600 UTC 7 Oct 2013

实况偏弱。

对比三组试验模拟的台风强度可以看出, 30 h 之前, 三组试验的模拟结果无明显差异, 这与模式积分未稳定、所处位置距离陆地较远气溶胶浓度较低有关。30 h 以后, 基本满足 3Anth 试验模拟的台风强度最弱, Ctrl 试验模拟的台风强度维持弱于 0Anth 试验或与 0Anth 试验相差很小, 其中台风靠近陆地的 54~75 h 三组试验模拟的强度差异最明显, 反映出人为气溶胶增加, 台风强度减弱, 与之前研究中 (Zhang et al., 2007, 2009; Khain et al.,

2010; Cotton et al., 2012; Hazra et al., 2013; 杨玉华等, 2015) 得到结果一致。

图 3 为三组试验和观测的 10 月 6 日 00 时至 7 日 00 时累积降水的分布。观测资料为国家气象信息中心的中国自动站与 CMORPH (Climate Prediction Center Morphing Technique) 数据融合的逐时降水资料, 水平分辨率为 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 。Ctrl 试验模拟的降水分布与观测较为接近, 浙江东部沿海北部和中部的降水大值区与观测基本一致, 南部的降水模拟值偏小。

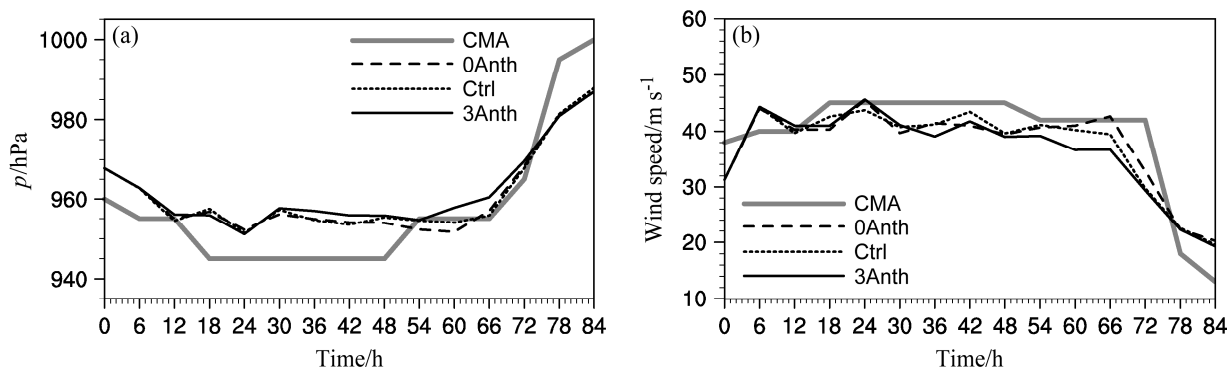


图 2 2013 年 10 月 3 日 18 时至 10 月 7 日 06 时 CMA 及三组模拟试验的台风 Fitow (a) 近中心最低气压 (单位: hPa)、(b) 近中心最大风速 (单位: m s^{-1})

Fig. 2 (a) The minimum sea level pressure (units: hPa) and (b) maximum surface wind speed (units: m s^{-1}) of typhoon Fitow from CMA and three simulations during the period from 1800 UTC 3 to 0600 UTC 7 Oct 2013

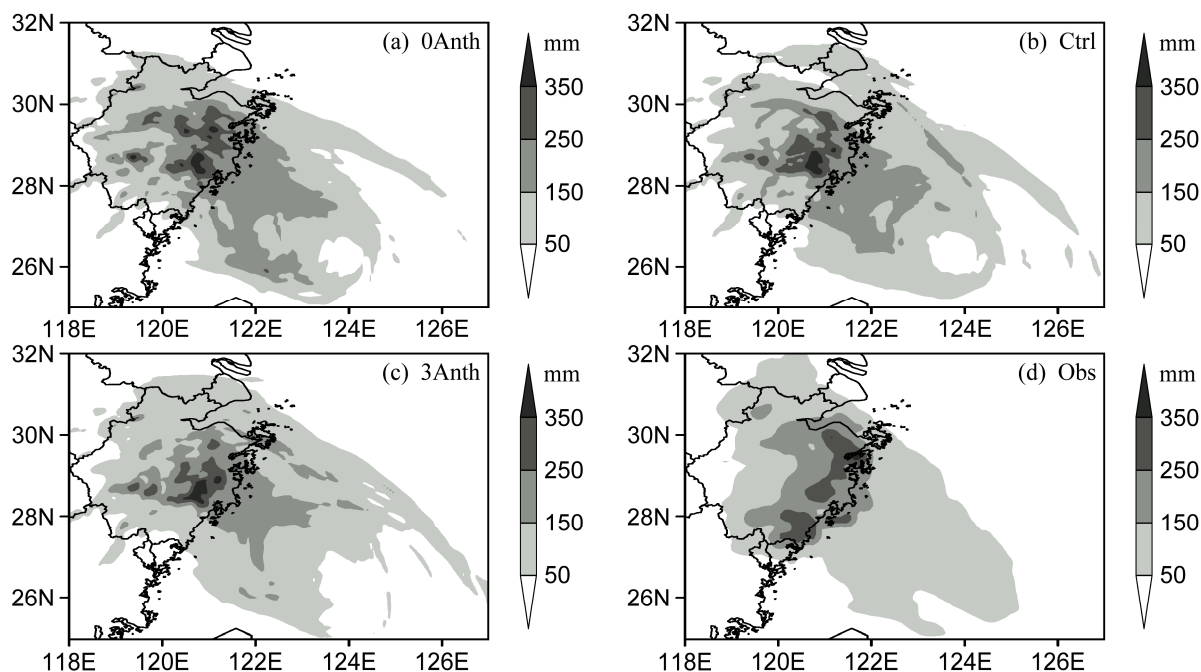


图 3 2013 年 10 月 6 日 00 时至 10 月 7 日 00 时三组模拟试验及观测的累积降水量 (单位: mm)

Fig. 3 Accumulated precipitation (units: mm) from observations (Obs) and three simulations during the period from 0000 UTC 6 to 0000 UTC 7 Oct 2013

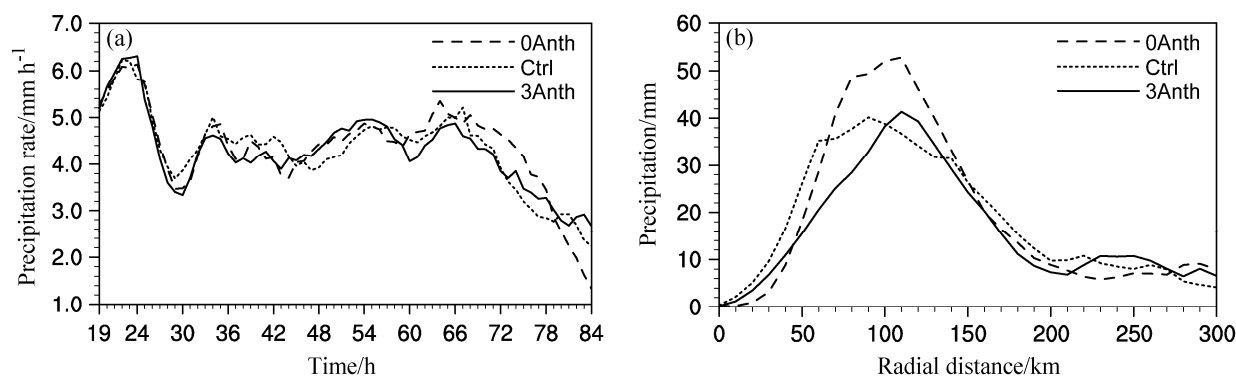


图4 三组试验模拟的 (a) 19~84 h 台风主体区域平均每小时累积降水量 (单位: mm h^{-1}) 随时间变化和 (b) 60~63 h 累积降水量 (单位: mm) 的方位角平均分布

Fig. 4 The time-dependence of (a) hourly accumulated precipitation (units: mm h^{-1}) averaged over the typhoon main body from 19 to 84 hours and (b) azimuthally averaged accumulated precipitation (units: mm) from 60 to 63 hours simulated by three experiments

4 人为气溶胶对降水的影响

为了分析降水随时间的变化,选取以台风中心为中心、600 km 为边长的矩形区域作为台风主体,计算区域平均的每小时累积降水量,图 4a 为 19 h 及以后的结果。可以看到三组试验的小时降水率在不同时段表现出的差异不一致,但是对于 19~84 h 总的累积降水量,0 Anth 试验 (288.0399 mm) > Ctrl 试验 (285.0975 mm) > 3 Anth 试验 (283.2519 mm); 由 6 日 00 时至 7 日 00 时的累积降水分布 (图 3) 也可以看出,无论海上还是陆地上,累积降水量的大值区范围均表现为 0 Anth 试验 > Ctrl 试验 > 3 Anth 试验,可以认为受人为气溶胶增加的影响,总的累积降水量减少。图 4a 中在 60~78 h 台风靠近大陆的长时间段内,基本满足受人为气溶胶影响试验的降水率小于无人气溶胶影响的降水率,其中 60~72 h 降水率基本符合 0 Anth 试验 > Ctrl 试验 > 3 Anth 试验,即人为气溶胶增加,降水率减小。基于以上的结果,选择模拟的 60~63 h 进行分析,这一时间段,台风靠近大陆但未登陆,台风结构受陆地的影响较小,台风强度维持,且受气溶胶影响,强度和降水的减弱均比较明显。

图 4b 给出了模拟的 60~63 h 累积降水量的方位角平均分布。累积降水的大值区位于距台风中心 100 km 附近的眼墙区域,无人排放影响的 0Anth 试验的累积降水量最大值明显高于 Ctrl 和 3Anth 试验,3Anth 试验的最大累积降水量略高于 Ctrl 试验,但 Ctrl 试验眼墙附近的累积降水量大值范围明显宽于 3Anth 试验,这与该时间段降水率随人为气溶胶

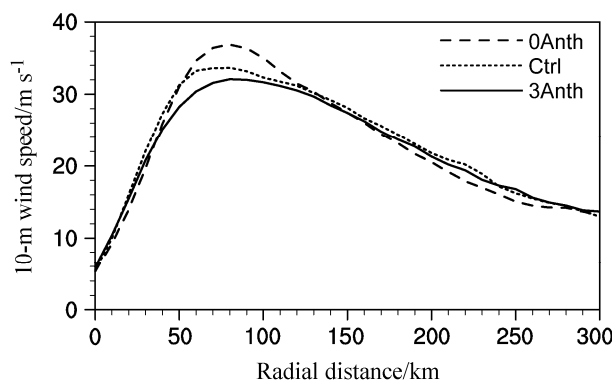


图5 三组试验模拟的 60~63 h 平均的水平 10 m 风速 (单位: m s^{-1}) 的方位角平均分布

Fig. 5 Time and azimuthally averaged wind speed at 10 m (units: m s^{-1}) from 60 to 63 hours simulated by three experiments

增多而减小的结果一致。距台风中心 150 km 以外的台风外围区域, Ctrl 试验的累积降水量基本上大于 0Anth 试验,且在距台风中心约 225~275 km 附近,累积降水量满足 3Anth 试验 > Ctrl 试验 > 0Anth 试验,即人为气溶胶增加,该区域累积降水量增加。

5 人为气溶胶对台风风场及结构的影响

台风强度减弱明显的 60~63 h 平均的 10 m 水平风速方位角平均分布由图 5 给出。三组试验均在距台风中心 80 km 附近 10 m 风速最大,最大风速值 0Anth 试验 ($36.87132 \text{ m s}^{-1}$) > Ctrl 试验 (33.6523 m s^{-1}) > 3Anth 试验 ($32.08123 \text{ m s}^{-1}$),即随人为气溶胶增多而减小,距台风中心 130 km 以内的平均 10 m 风速也基本满足这样的特点。距台风中心

130 km 以外的台风外围区域 Ctrl 和 3Anth 试验的 10 m 风速差异较小, 且大于 0Anth 试验的值。

对于 60~63 h 平均的垂直速度的方位角平均场 (图 6a-c), 三组试验模拟的垂直上升速度大值中心位于眼墙区 5 km 高度附近, 0Anth 试验的上升速度可达约 0.9 m s^{-1} 以上, 而 Ctrl 和 3Anth 试验则分别达到约 0.5 m s^{-1} 和 0.4 m s^{-1} , 可见气溶胶增加, 眼墙的垂直上升速度明显减小; 与 0Anth 试验相比, Ctrl 和 3Anth 试验垂直上升区域水平范围向台风外围扩大, 并分别在距台风中心约 160 km、距台风中心约 110 km 与 250 km 的冻结层附近, 存在弱于眼墙区的垂直上升大值区。

综合以上, 人为气溶胶增加, 台风眼墙区水平风速减小, 垂直上升速度也减小, 台风外围的水平风速略有增加, 垂直上升区域扩大, 存在弱于眼墙的垂直上升中心。

模拟的 60~63 h 平均的径向和切向风速的方位角平均的垂直分布由图 6d-f 给出。三组试验模拟的平均径向风速低层为负值, 即径向辐合入流, 中高层以正值的辐散流出为主, 低层在距台风中心约 100 km 的眼墙附近有强的径向辐合入流区。对比三组试验, 对于低层约 1 km 以下的径向风速, Ctrl 和 3Anth 试验小于 -14 m s^{-1} 的区域在距台风中心约 200 km 以内, 而 0Anth 试验则扩大至距台风中心 250 km 左右, Ctrl 和 3Anth 试验距台风中心约 100 km 附近的最小值小于 -18 m s^{-1} , 0Anth 试验的最小值要小于 -22 m s^{-1} , 可见 Ctrl 和 3Anth 试验 1 km 高度以下的径向辐合入流减弱, 距中心 100 km 的眼墙区减弱明显; 对于距离台风中心约 200 km 以外、2~4 km 高度附近, Ctrl 和 3Anth 试验的径向速度负值要小于 0Anth 试验, 即辐合流入要强于 0Anth 试验。与 0Anth 试验相比, Ctrl 和 3Anth 试验 1 km 高度以上眼墙区域的径向流出减弱, 8 km 高度附近及以上由眼墙向外围发展的径向流出也减弱, 但是 4~8 km 高度附近、150 km 以外的径向流出增强, 说明气溶胶增加使这里的对流增强。由上面的分析可以发现, 人为气溶胶增加, 台风低层的径向入流减弱, 以眼墙附近减弱最为明显, 眼墙及其高层发展出的径向流出减弱, 台风外围区域 2~8 km 高度附近的径向流入、流出增强。三组试验模拟的平均切向风速最大值位于距离台风中心 50~100 km 附近、1 km 高度左右, 该区域对应强的气旋式旋转; 气溶胶增加, 受径向流入减弱、垂直对

流减弱的影响, 切向速度的最大值也明显减小。

根据 Khain et al. (2008, 2010) 的研究, 台风外围对流的发展, 使更多的暖湿空气在外围上升, 使低层向台风中心的入流输送的暖湿空气减少, 不利于台风的发展, 可导致台风的强度减弱。

6 云物理宏观特征

为了进一步分析前面台风降水和强度变化的原因, 下面将对比人为气溶胶对云物理特征的影响。

首先, 通过分析液态水路径 (LWP) 和冰水路径 (IWP) 的特征来分析云物理的宏观特征。LWP 是指单位面积的气柱中液态水成物的柱含量, 通过计算云水与雨水混合比各高度层的含量并进行整层垂直积分得到; 类似的, IWP 是指单位面积气柱中冰相粒子的柱含量, 通过计算各高度层冰、雪和霰粒子混合比的含量并求整层垂直积分得到 (石荣光等, 2015)。图 7a 为 Ctrl 试验模拟的 19~84 h 台风主体区域平均的 LWP 和 IWP 随时间的变化图。可以看出 19~30 h 较短时间内台风主体区域 IWP 大于 LWP, 以冷云过程为主, 原因是三组试验模拟的这一时段的台风强度较之后的时段偏强, 台风的对流也偏强, 利于高层形成更多的冰相粒子; 30 h 以后 LWP 明显大于 IWP, 以暖云过程为主。对比三组试验的 LWP 和 IWP 差异 (图 7b、c) 可以看出, 与不包含人为排放的 0Anth 试验相比, Ctrl 和 3Anth 试验的 LWP、IWP 各个时间段的差异不同, 但是, 60~78 h Ctrl 和 3Anth 试验模拟的 LWP、IWP 的偏差值均基本维持在 0 g m^{-2} 等值线以下, 即小于 0Anth 试验的值, 这与 3.2 节中分析得到的, 60~78 h 台风主体区域降水率满足受气溶胶影响试验 (Ctrl 和 3Anth 试验) 的降水率小于未受气溶胶影响试验 (0Anth 试验) 的降水率的结果一致。

通过对比三组试验模拟的铵盐气溶胶浓度近地面水平分布 (图 8) 发现, Ctrl、3Anth 试验与无人排放的 0Anth 试验相比, 近地面气溶胶无论在陆地还是海上台风活动的区域都增加明显; 对于铵盐气溶胶浓度方位角平均垂直分布 (图 9a-c), Ctrl 试验低层 2 km 以下、距台风中心约 100~200 km 附近气溶胶浓度偏高于 0Anth 试验, 3Anth 试验的气溶胶浓度在高、低层都高于 0Anth 和 Ctrl 试验, 以低层约 6 km 以下的台风外围最明显。气溶胶的变化会对云中水成物造成怎样的影响, 下面将进行

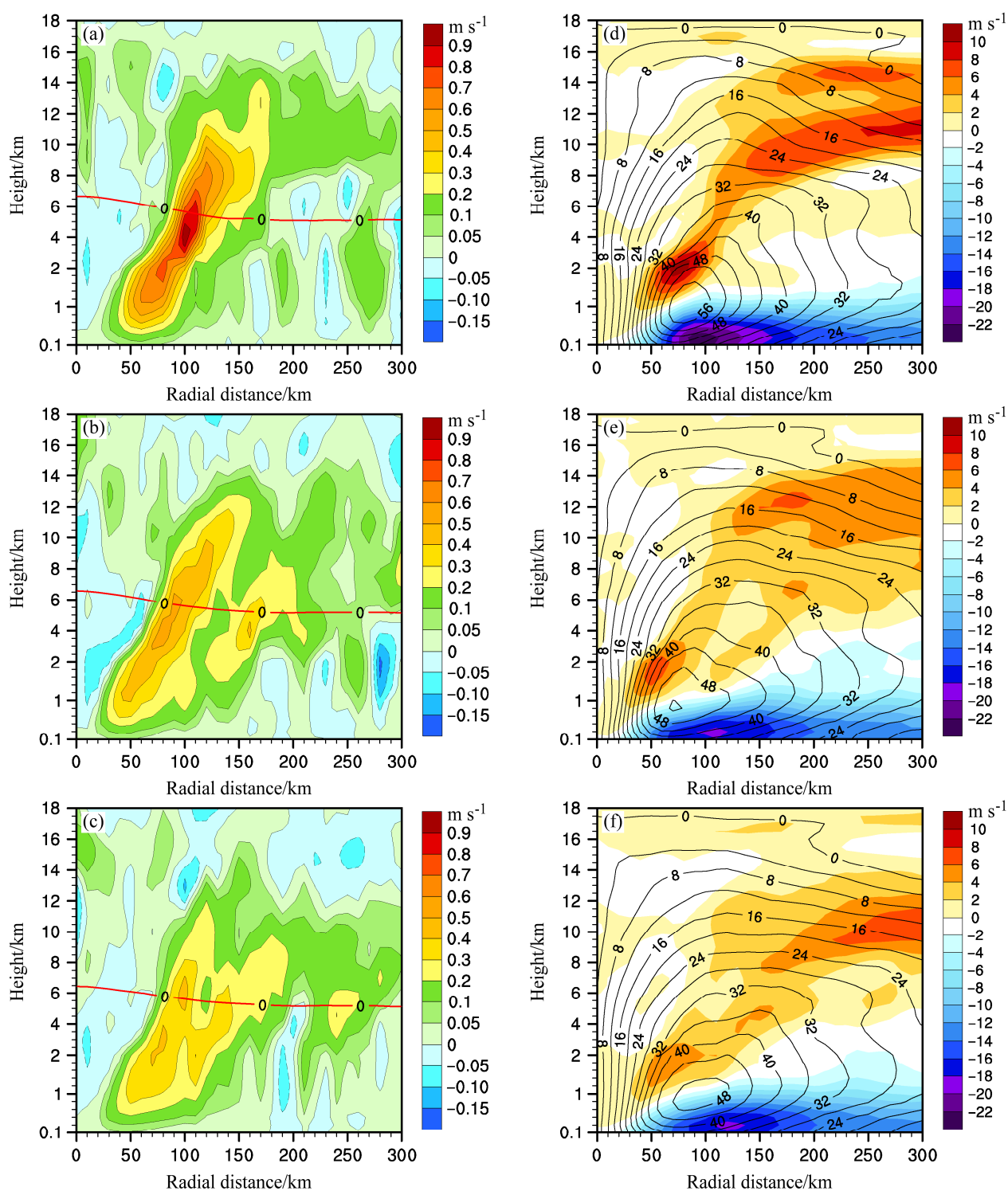


图6 (a、d) 0Anth、(b、e) Ctrl 和 (c、f) 3Anth 试验模拟的 60~63 h 平均的垂直速度(左列, 填色, 单位: m s^{-1} ; 红色等值线为方位角平均的 0°C 等温线)、切向风速(右列, 等值线, 单位: m s^{-1}) 和径向风速(右列, 填色, 单位: m s^{-1}) 的方位角平均垂直分布

Fig. 6 The vertical-radial cross sections of time and azimuthally averaged vertical velocity (left column, shaded, units: m s^{-1} ; red lines are 0°C isotherms), tangential velocity (right column, contours, units: m s^{-1}) and radial velocity (right column, shaded, units: m s^{-1}) simulated by (a, d) 0Anth, (b, e) Ctrl and (c, f) 3Anth experiments from 60 to 63 hours

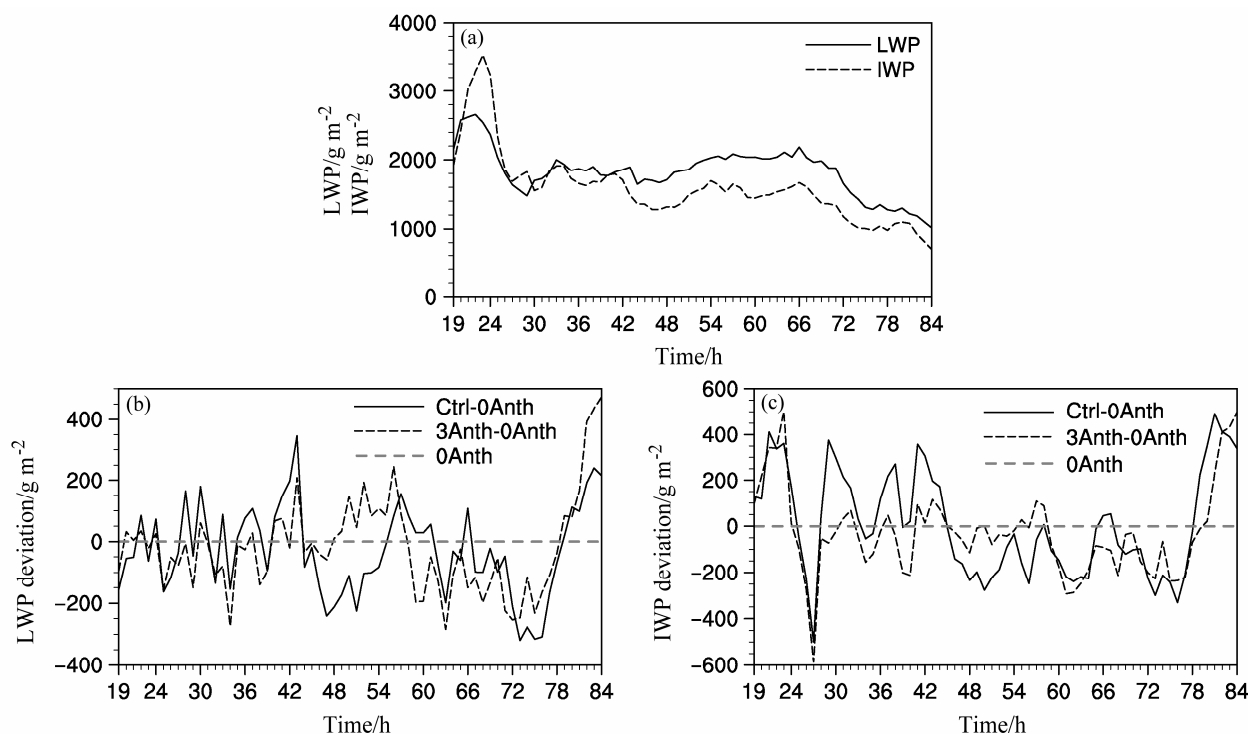


图 7 19~84 h (a) Ctrl 试验台风主体区域平均的 LWP 和 IWP、(b) Ctrl 和 3Anth 试验模拟的 LWP 与 0Anth 试验的偏差以及 (c) IWP 与 0Anth 试验的偏差随时间的变化。单位: g m^{-2}

Fig. 7 (a) Time series of LWP (liquid water path) and IWP (ice water path) averaged over typhoon main body simulated by Ctrl test, (b) LWP deviations between experiments Ctrl and 0Anth, and 3Anth and 0Anth, and (c) LWP deviations between experiments Ctrl and 0Anth, and 3Anth and 0Anth from 19 to 84 hours. Units: g m^{-2}

进一步的对比分析。

由图 10 可以看出,三组试验模拟的冻结层(0°C 等温线)高度均在 6 km 左右,云水混合比可达冻结层以上(图 10a-c),但云体主要在冻结层以下,所以降水是以暖云降水为主的混合云降水。三组实验在台风的眼墙区域均为云水混合比的大值区,与 0Anth 试验相比,Ctrl 和 3Anth 试验在距台风中心约 100~200 km 范围内的云水混合比明显偏大,且在距台风中心约 200 km 以外,Ctrl 和 3Anth 试验的云水均可以发展到冻结层以上,0Anth 试验的云水则维持在冻结层以下。对于云滴数浓度(图 9d-f),Ctrl 试验距台风中心约 100~200 km 附近的浓度值高于 0Anth 试验,3Anth 试验模拟的云滴数浓度在距台风约 100 km 以外的区域与 0Anth、3Anth 试验相比都要偏高。可以发现,三组试验云水混合比及云滴数浓度的变化与气溶胶浓度的变化较为一致。

人为气溶胶增加,图 10b、c 中靠近眼墙的高层冰雪粒子最大值减小,冰雪粒子达到的高度也略有降低,0Anth 试验的 0.1 g kg^{-1} 等值线的高度可达

14 km 以上,Ctrl 和 3Anth 试验的 0.1 g kg^{-1} 等值线高度在 14 km 以下;水平方向上,由 Ctrl 和 3Anth 试验模拟的冰雪粒子 0.3 g kg^{-1} 等值线范围向台风外围扩大可以看出,两组试验台风外围冰雪粒子增加。

雨水混合比与高层霰粒子混合比的大值中心相对应(图 10d-f),这样的结构利于雨水的增长(张兰等, 2015)。人为气溶胶增多,雨水和霰粒子混合比在眼墙区的最大值均明显减小。Ctrl 和 3Anth 试验分别在距台风中心约 160 km、250 km 的冻结层附近存在弱的雨水混合比大值中心,两个试验在台风外围的雨水混合比都大于 0Anth 试验,这与该时段累积降水量方位角平均的分布图(图 4b)中 Ctrl 和 3Anth 试验外围的降水量高于 0Anth 试验相一致。

对于霰粒子,Ctrl 和 3Anth 试验(图 10e、f)在台风外围也都发展出了除眼墙区域外的霰粒子大值中心,3Anth 试验在台风外围的中心更明显;眼墙区域 0Anth 和 Ctrl 试验的霰粒子在约 10.5 km 高度以下,3Anth 试验的霰粒子达到高度降低至约

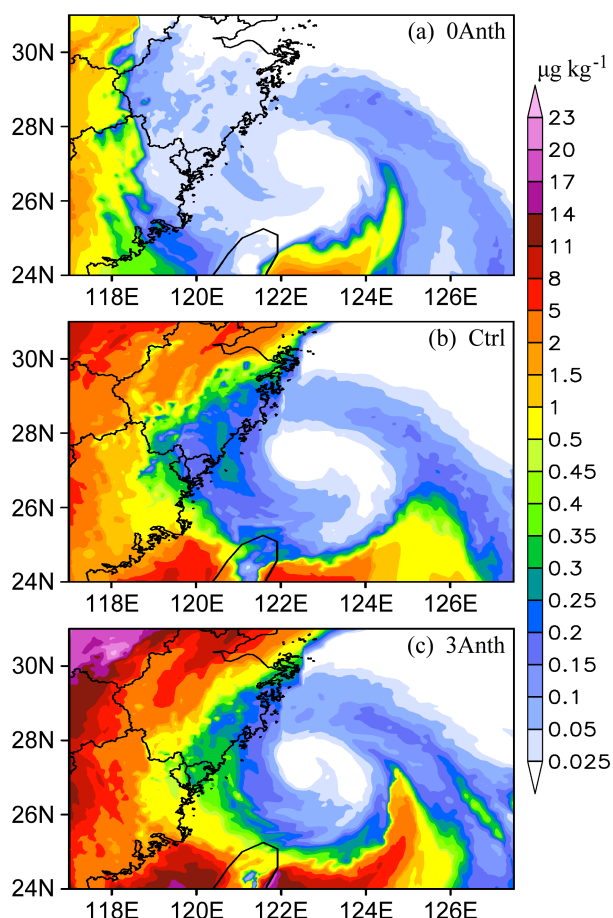


图 8 三组试验模拟的 60~63 h 平均的近地面铵盐气溶胶浓度水平分布 (单位: $\mu\text{g kg}^{-1}$): (a) 0Anth; (b) Ctrl; (c) 3Anth

Fig. 8 Horizontal distributions of surface ammonium salt aerosols concentration averaged over 60 to 63 hours (units: $\mu\text{g kg}^{-1}$) in experiments (a) 0Anth, (b) Ctrl, and (c) 3Anth

9.5 km 高度以下。

通过以上分析不难看出, 当人为气溶胶增加, 提供了更多的云凝结核, 台风外围形成了更多的云滴粒子, 云水混合比增加, 有更多的云滴粒子可以上升至冻结层以上形成过冷水; 冻结层以上过冷水的增加利于冰相粒子碰并增长, 即淞结过程的进行, 可以解释台风外围冰雪粒子、霰粒子混合比存在大值中心的原因; 外围冰相粒子的增加, 利于冰相粒子下降融化成液态水过程的进行, 利于雨水混合比的增加。虽然受气溶胶影响, 台风外围各水成物增多, 但是量级仍然小于眼墙区, 而受低层入流减弱的影响, 眼墙发展减弱, 各水成物含量均有所减少, 所以, 台风主体宏观上的 LWP 和 IWP 都表现出减少; 人为气溶胶增加, 眼墙区垂直速度的减弱 (图 6a-c) 和各水成物的减少 (图 10), 都不利

于降水的形成, 最终导致台风主体区域的累积降水量和降水率减少。

7 温度场及潜热加热特征

图 11a-c 为模拟的 60~63 h 平均的温度距平方位角平均垂直分布。三组试验的台风低层为负温度距平, 这是因为低层海面附近液态水蒸发吸热较强, 使这里温度偏低。台风中心在 8 km 高度附近为暖心, 0Anth 和 Ctrl 试验的暖心偏暖 9°C 以上, 但 Ctrl 试验的偏暖大值范围减小, 3Anth 试验暖心偏暖减小至 8°C 以上, 即人为气溶胶增多, 台风暖心减弱, 这与台风的强度减弱相一致。Ctrl 和 3Anth 试验低层温度较 0Anth 试验偏冷, 偏冷在距离台风中心 100 km 以外区域最明显, 这可能与受人为气溶胶影响该区域云水增多 (图 10a-c) 云水蒸发吸热过程受到促进有关。

台风发展和维持的能量来自于潜热加热, 各种微物理水成物之间的相互转化会影响潜热加热的变化, 图 11d-f 给出了 60~63 h 平均的微物理潜热加热方位角平均的垂直分布。三组试验在低层均为负的微物理潜热加热, 在眼墙区为正的微物理潜热加热的大值区。0Anth 试验眼墙区的微物理潜热加热最大值可达 20 K h^{-1} 以上, Ctrl 和 3Anth 试验的最大值则分别减小至 12 K h^{-1} 和 9 K h^{-1} 左右。与 0Anth 试验相比, Ctrl 和 3Anth 试验眼墙的潜热加热正值区向外围扩大, 并分别在距台风中心约 160 km、110 km 与 250 km 的冻结层附近存在弱于眼墙的潜热加热大值中心。对比垂直速度 (图 6a-c) 及微物理潜热加热 (图 11d-f), 可以发现这两个物理量的分布极其相似, 无论是大值中心还是次大值中心的位置都比较一致。

综合以上分析可知, 人为气溶胶增加, 台风外围的微物理潜热加热增加, 在靠近冻结层附近增加明显。这是因为云水含量增加, 更多的液滴可上升至冻结层以上形成过冷水, 过冷水形成更多的冰相粒子等过程, 利于冻结层附近及以上的微物理潜热加热增加; 台风外围增加的潜热, 促进垂直对流的发展, 使外围的垂直速度增加。眼墙区各水成物粒子的减少不利于微物理潜热的释放, 使该区域的潜热加热表现为减弱。

8 结论与讨论

本文使用气象与化学模块在线耦合的模式

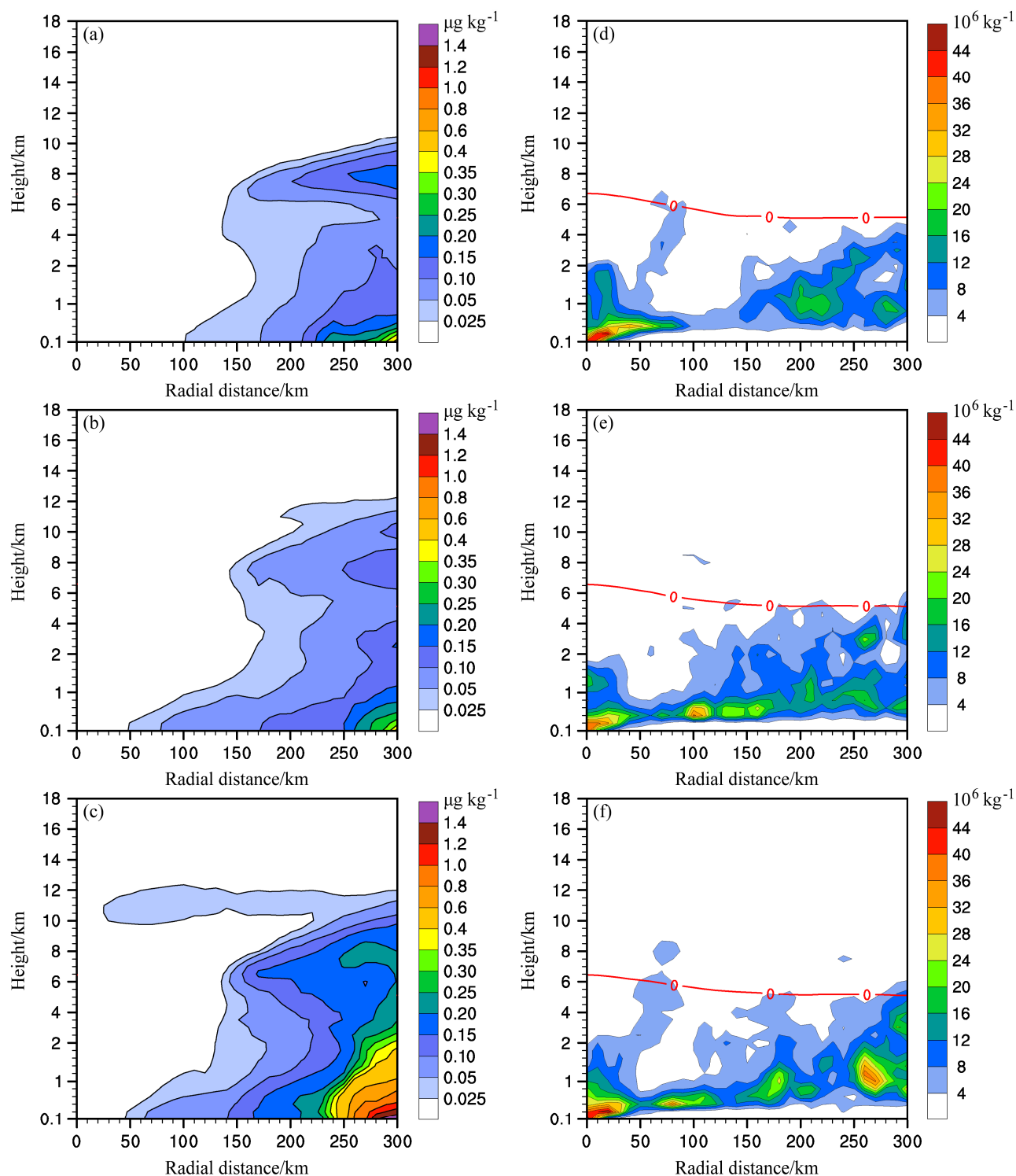


图9 (a、d) 0Anth、(b、e) Ctrl 和 (c、f) 3Anth 试验模拟的 60~63 h 平均的铵盐气溶胶浓度 (左列, 单位: $\mu\text{g kg}^{-1}$)、云滴数浓度 (右列, 红色等值线为方位角平均的 0°C 等温线, 单位: 10^6 kg^{-1}) 的方位角平均垂直分布

Fig. 9 The vertical-radial cross sections of time and azimuthally averaged ammonium salt aerosols concentration (left column, units: $\mu\text{g kg}^{-1}$) and cloud droplet number concentration (right column, red lines are 0°C isotherm, units: 10^6 kg^{-1}) simulated by (a, d) 0Anth, (b, e) Ctrl and (c, f) 3Anth experiments from 60 to 63 hours

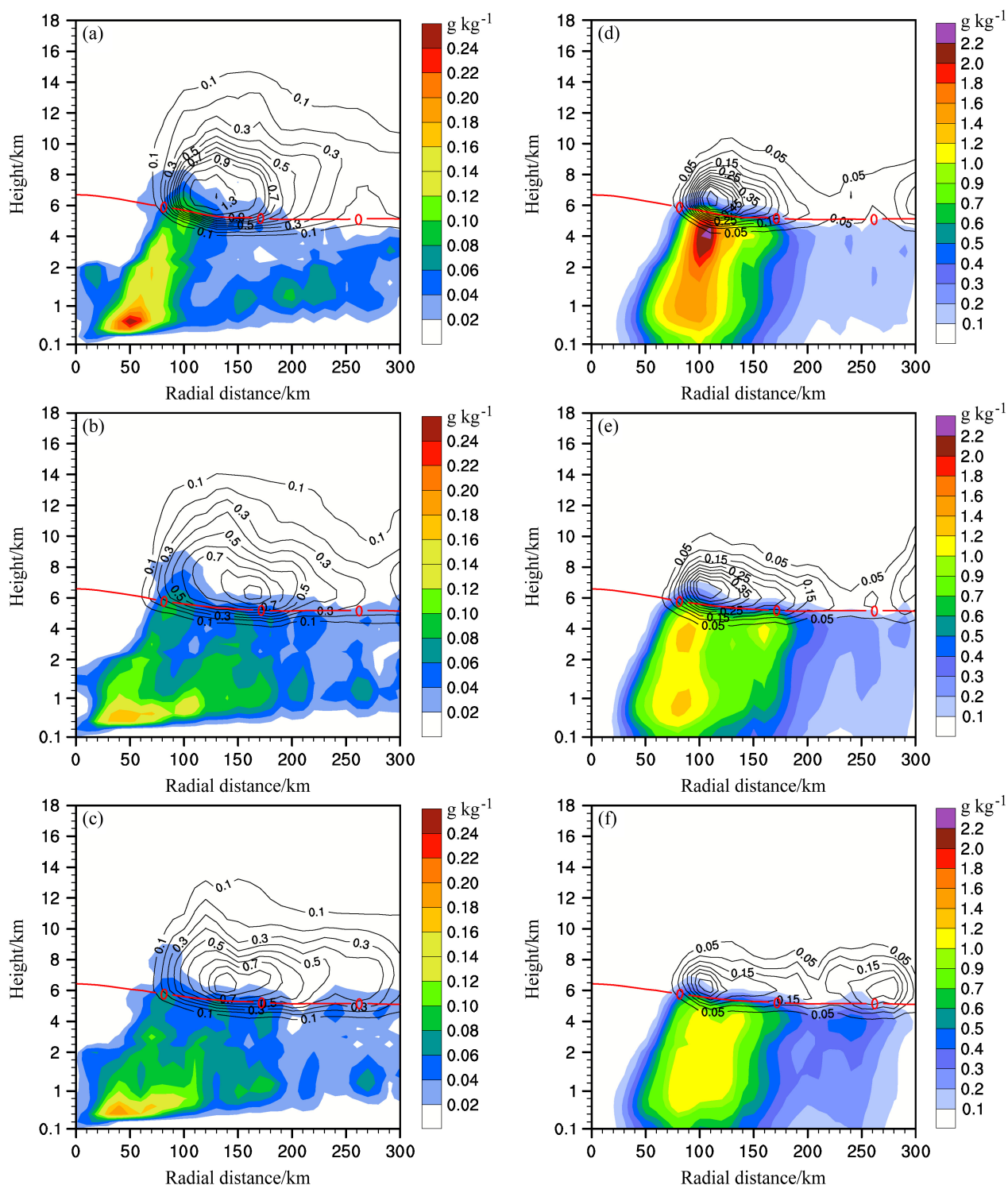


图 10 (a、d) 0Anth、(b、e) Ctrl 和 (c、f) 3Anth 试验模拟的 60~63 h 平均的冰雪粒子 (左列, 等值线)、云水 (左列, 阴影)、霰粒子 (右列, 等值线) 和雨水 (右列, 阴影) 混合比的方位角平均垂直分布 (单位: g kg^{-1})。红色等值线为方位角平均的 0°C 等温线

Fig. 10 The vertical-radial cross sections of time and azimuthally averaged ice and snow particle (left column, contours), cloud water (left column, shaded), graupel particle (right column, contours), and rain water (right column, shaded) mixing ratio (units: g kg^{-1}) simulated by (a, d) 0Anth, (b, e) Ctrl and (c, f) 3Anth tests from 60 to 63 hours. Red lines are 0°C isotherms)

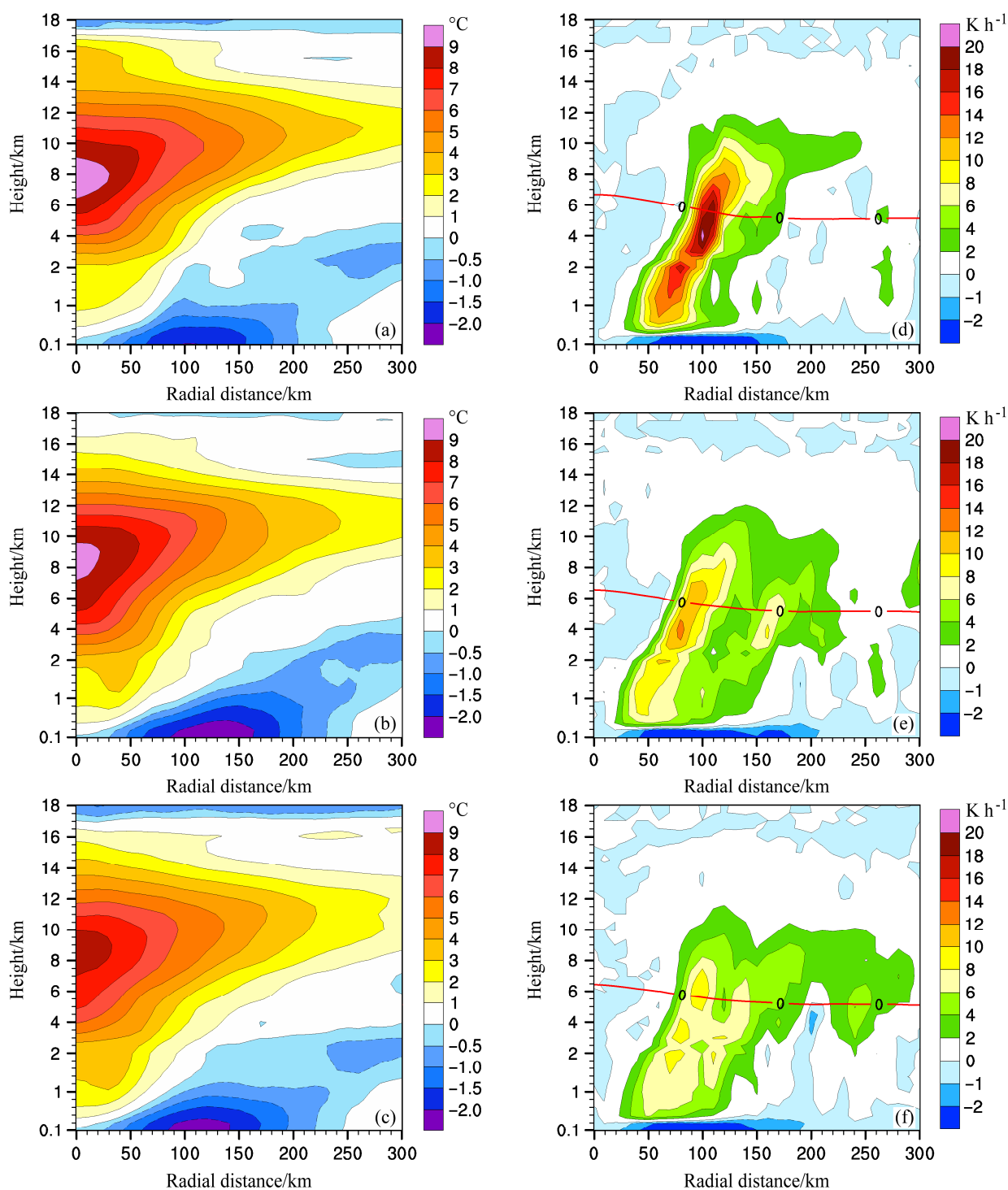


图 11 (a、d) 0Anth、(b、e) Ctrl 和 (c、f) 3Anth 试验模拟的 60~63 h 平均的温度距平(左列, 单位: $^{\circ}\text{C}$)和微物理潜热加热(右列, 红色等值线为方位角平均的 0°C 等温线, 单位: K h^{-1})的方位角平均垂直分布

Fig. 11 The vertical-radial cross sections of time and azimuthally averaged temperature anomalies (left column, units: $^{\circ}\text{C}$) and microphysics latent heating (right column, red lines are 0°C isotherms, units: K h^{-1}) simulated by (a, d) 0Anth, (b, e) Ctrl, and (c, f) 3Anth tests from 60 to 63 hours

WRF-Chem V3.5 对 1323 号台风 Fitow 展开了数值模拟, 设计进行了无人为排放源、含人为排放源和人为排放源增加的三组模拟试验, 对比分析了人为气溶胶对台风 Fitow 的影响, 得出以下初步结论:

(1) 人为气溶胶对台风移动路径影响较小。人为气溶胶增加, 台风强度减弱, 台风主体总累积降水量减少, 靠近陆地阶段台风主体降水率减少。

(2) 气溶胶的增多可提供更多的凝结核, 台风

外围云水增加,更多的云水可上升至冻结层以上形成过冷水,促进冰相粒子的形成,释放的潜热增加,使对流增强,外围降水增加。台风外围对流的发展,使低层入流的暖湿空气更多的在外围上升,向台风中心的入流减弱,眼墙的发展减弱,降水减少,台风强度减弱。

(3) 台风外围的对流发展弱于眼墙的对流,降水仍以眼墙区为主,使累积降水量和降水率整体上表现为减少。

本文对人为气溶胶对台风路径、强度及降水的影响进行了分析,并通过动力场、热力场及云宏微观物理特征的变化初步解释了台风强度及降水变化的原因。但是,对于一些更细致的部分还需要在后续的研究中进一步完善,如气溶胶对云微物理特征的影响的研究中,气溶胶浓度和粒子谱有怎样的变化,其变化与云滴谱的变化有怎样的关系,怎样排除模式局限性的影响,以及气溶胶对云微物理转换、台风动力和热力等过程的影响都有待于进一步深入研究。

参考文献 (References)

- Ackermann I J, Hass H, Memmesheimer M, et al. 1998. Modal aerosol dynamics model for Europe: Development and first applications [J]. *Atmos. Environ.*, 32 (17): 2981–2999, doi:10.1016/S1352-2310(98)00006-5.
- Bell T L, Rosenfeld D, Kim K M, et al. 2008. Midweek increase in U.S. summer rain and storm heights suggests air pollution invigorates rainstorms [J]. *J. Geophys. Res.*, 113 (D2): D02209, doi:10.1029/2007JD008623.
- Carrió G G, Cotton W R. 2011. Investigations of aerosol impacts on hurricanes: Virtual seeding flights [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 11 (6): 2557–2567, doi:10.5194/acp-11-2557-2011.
- Cotton W R, Krall G M, Carrió G G. 2012. Potential indirect effects of aerosol on tropical cyclone intensity: Convective fluxes and cold-pool activity [J]. *Trop. Cyclone Res. Rev.*, 1 (3): 293–306, doi:10.6057/2012TCRR03.05.
- Fan J W, Zhang R Y, Li G H, et al. 2007. Effects of aerosols and relative humidity on cumulus clouds [J]. *J. Geophys. Res.*, 112 (D14): D14204, doi:10.1029/2006JD008136.
- Grell G A, Freitas S R. 2013. A scale and aerosol aware stochastic convective parameterization for weather and air quality modeling [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 14 (10): 5233–5250, doi:10.5194/acp-14-5233-2014.
- Guenther A B, Zimmerman P R, Harley P C, et al. 1993. Isoprene and monoterpene emission rate variability: Model evaluations and sensitivity analyses [J]. *J. Geophys. Res.*, 98 (D7): 12609–12617, doi:10.1029/93JD00527.
- Hazra A, Mukhopadhyay P, Taraphdar S, et al. 2013. Impact of aerosols on tropical cyclones: An investigation using convection-permitting model simulation [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118 (13): 7157–7168, doi:10.1002/jgrd.50546.
- Hong S Y, Noh Y, Dudhia J. 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 134 (9): 2318–2341, doi:10.1175/MWR3199.1.
- Iacono M J, Delamere J S, Mlawer E J, et al. 2008. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models [J]. *J. Geophys. Res.*, 113 (D13): D13103, doi:10.1029/2008JD009944.
- Jiang B L, Huang B, Lin W S, et al. 2016. Investigation of the effects of anthropogenic pollution on typhoon precipitation and microphysical processes using WRF-Chem [J]. *J. Atmos. Sci.*, 73 (4): 1593–1610, doi:10.1175/JAS-D-15-0202.1.
- Khain A, Rosenfeld D, Pokrovsky A. 2005. Aerosol impact on the dynamics and microphysics of deep convective clouds [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131 (611): 2639–2663, doi:10.1256/qj.04.62.
- Khain A, Cohen N, Lynn B, et al. 2008. Possible aerosol effects on lightning activity and structure of hurricanes [J]. *J. Atmos. Sci.*, 65 (12): 3652–3677, doi:10.1175/2008JAS2678.1.
- Khain A, Lynn B, Dudhia J. 2010. Aerosol effects on intensity of landfalling hurricanes as seen from simulations with the WRF model with spectral bin microphysics [J]. *J. Atmos. Sci.*, 67 (2): 365–384, doi:10.1175/2009JAS3210.1.
- Koren I, Kaufman Y J, Rosenfeld D, et al. 2005. Aerosol invigoration and restructuring of Atlantic convective clouds [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32 (14): L14828, doi:10.1029/2005GL023187.
- Lee S S, Donner L J, Phillips V T J, et al. 2008. The dependence of aerosol effects on clouds and precipitation on cloud-system organization, shear and stability [J]. *J. Geophys. Res.*, 113 (D16): D16202, doi:10.1029/2007JD009224.
- Lin J C, Matsui T, Pielke R A Sr, et al. 2006. Effects of biomass-burning-derived aerosols on precipitation and clouds in the Amazon Basin: A satellite-based empirical study [J]. *J. Geophys. Res.*, 111 (D19): D19204, doi:10.1029/2005JD006884.
- Lynn B H, Khain A P, Dudhia J, et al. 2005. Spectral (Bin) microphysics coupled with a mesoscale model (MM5). Part II: Simulation of a CaPE rain event with a squall line [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 133 (1): 59–71, doi:10.1175/MWR-2841.1.
- 马贤芳, 刘长海, 刘晓东, 等. 2010. 气溶胶对北京中尺度对流系统影响的数值试验 [J]. *气象科学*, 30 (1): 21–26. Ma Xianfang, Liu Changhai, Liu Xiaodong, et al. 2010. A numerical study of impacts of aerosol concentration on a mesoscale convective system observed in Beijing [J]. *Scientia Meteor. Sinica (in Chinese)*, 30 (1): 21–26, doi:10.3969/j.issn.1009-0827.2010.01.004.
- Morrison H, Thompson G, Tatarskii V. 2009. Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: Comparison of one- and two-moment schemes [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 137 (3): 991–1007, doi:10.1175/2008MWR2556.1.
- Rosenfeld D. 1999. TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 26 (20): 3105–3108, doi:10.1029/1999GL006066.
- Rosenfeld D, Khain A, Lynn B, et al. 2007. Simulation of hurricane

- response to suppression of warm rain by sub-micron aerosols [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 7 (13): 3411–3424, doi:10.5194/acp-7-3411-2007.
- Schell B, Ackermann I J, Hass H. 2001. Modeling the formation of secondary organic aerosol within a comprehensive air quality model system [J]. *J. Geophys. Res.*, 106 (D22): 28275–28293, doi:10.1029/2001JD000384.
- 沈新勇, 黄伟, 陈明诚, 等. 2014. 人为气溶胶的直接辐射效应及其对南亚冬季风的影响 [J]. *气候与环境研究*, 19 (4): 393–406. Shen Xinyong, Huang Wei, Chen Mingcheng, et al. 2014. Direct radiative effects of anthropogenic aerosols and their effects on the South Asian winter monsoon [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 19 (4): 393–406, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2013.13058.
- 沈新勇, 梅海霞, 王卫国, 等. 2015. 双参数微物理方案的冰相过程模拟及冰核数浓度的影响试验 [J]. *大气科学*, 39 (1): 83–99. Shen Xinyong, Mei Haixia, Wang Weiguo, et al. 2015. Numerical simulation of ice-phase processes using a double-moment microphysical scheme and a sensitivity test of ice nuclei concentration [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 39 (1): 83–99, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1405.13310.
- 盛裴轩, 毛节泰, 李建国, 等. 2003. *大气物理学* [M]. 北京: 北京大学出版社, 25–28. Sheng Peixuan, Mao Jietai, Li Jianguo, et al. 2003. *Atmospheric Physics (in Chinese)* [M]. Beijing: Peking University Press, 25–28.
- 石广玉, 王标, 张华, 等. 2008. 大气气溶胶的辐射与气候效应 [J]. *大气科学*, 32 (4): 826–840. Shi Guangyu, Wang Biao, Zhang Hua, et al. 2008. The radiative and climatic effects of atmospheric aerosols [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (4): 826–840, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2008.04.11.
- 石荣光, 刘奇俊, 马占山. 2015. 利用 GRAPES 模式研究气溶胶对云和降水过程的影响 [J]. *气象*, 41 (3): 272–285. Shi Rongguang, Liu Qijun, Ma Zhanshan. 2015. Numerical simulation of aerosol effects on cloud and precipitation using GRAPES model [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 41 (3): 272–285, doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2015.03.002.
- Stockwell W R, Middleton P, Chang J S, et al. 1990. The second generation regional acid deposition model chemical mechanism for regional air quality modeling [J]. *J. Geophys. Res.*, 95 (D10): 16343–16367, doi:10.1029/JD095iD10p16343.
- 唐孝炎, 张远航, 邵敏. 2006. *大气环境化学* [M]. 2 版. 北京: 高等教育出版社, 40–44. Tang Xiaoyan, Zhang Yuanhang, Shao Min. 2006. *Atmospheric Environmental Chemistry (in Chinese)* [M]. 2nd ed. Beijing: Higher Education Press, 40–44.
- Tao W K, Li X W, Khain A, et al. 2007. Role of atmospheric aerosol concentration on deep convective precipitation: Cloud-resolving model simulations [J]. *J. Geophys. Res.*, 112 (D24): D24S18, doi:10.1029/2007JD008728.
- Wild O, Zhu X, Prather M J. 2000. Fast-J: Accurate simulation of in- and below-cloud photolysis in tropospheric chemical models [J]. *J. Atmos. Chem.*, 37 (3): 245–282, doi:10.1023/A:1006415919030.
- 肖辉, 银燕. 2011. 污染气溶胶对山西一次降水过程影响的数值模拟 [J]. *大气科学*, 35 (2): 235–246. Xiao Hui, Yin Yan. 2011. A numerical study of polluted aerosol effects on precipitation in Shanxi Province [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 35 (2): 235–246, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.02.04.
- 杨慧玲, 肖辉, 洪延超. 2011. 气溶胶对云宏观特性和降水影响的研究进展 [J]. *气候与环境研究*, 16 (4): 525–542. Yang Huiling, Xiao Hui, Hong Yanchao. 2011. Progress in impacts of aerosol on cloud properties and precipitation [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 16 (4): 525–542, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2011.04.13.
- 杨玉华, 陈葆德, 王斌, 等. 2015. 背景场云凝结核浓度对理想热带气旋强度的影响 [J]. *高原气象*, 34 (5): 1379–1390. Yang Yuhua, Chen Baode, Wang Bin, et al. 2015. Numerical study of background cloud condensation nuclei effects on the intensity of idealized tropical cyclone [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 34 (5): 1379–1390, doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2014.00095.
- 余贞寿, 王红雷. 2010. 微物理过程和对流参数化对台风“莫拉克”(0908)路径模拟影响研究 [C]// 第七届长三角气象科技论坛论文集. 杭州: 浙江省气象学会, 148–155. Yu Zhenshou, Wang Honglei. 2010. A numerical study of the effect of various microphysics and cumulus parameterization schemes on typhoon Morakot (0908) track [C]// The Proceeding of 7th Yangtze River Delta Science and Technology Forum (in Chinese). Hangzhou: Zhejiang Meteorological Society, 148–155.
- Yuan T L, Li Z Q, Zhang R Y, et al. 2008. Increase of cloud droplet size with aerosol optical depth: An observation and modeling study [J]. *J. Geophys. Res.*, 113(D4): D04201, doi:10.1029/2007JD008632.
- 岳岳国, 刘晓东, 梁谷. 2011. 气溶胶对北京地区不同类型云降水影响的数值模拟 [J]. *高原气象*, 30 (5): 1356–1367. Yue Zhiguo, Liu Xiaodong, Liang Gu. 2011. Numerical simulation of influence of aerosols on different cloud precipitation types in Beijing area [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 30 (5): 1356–1367.
- Zhang H N, McFarquhar G M, Saleeby S M, et al. 2007. Impacts of Saharan dust as CCN on the evolution of an idealized tropical cyclone [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 34 (14): L14812, doi:10.1029/2007GL029876.
- Zhang H N, McFarquhar G M, Cotton W R, et al. 2009a. Direct and indirect impacts of Saharan dust acting as cloud condensation nuclei on tropical cyclone eyewall development [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 36 (6): L06802, doi:10.1029/2009GL037276.
- 张兰, 张宇飞, 林文实, 等. 2015. 空气污染对珠江三角洲一次大暴雨影响的数值模拟 [J]. *热带气象学报*, 31 (2): 264–272. Zhang Lan, Zhang Yufei, Lin Wenshi, et al. 2015. Numerical simulation of air pollution impact on heavy rainfall over the Pearl River Delta [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 31 (2): 264–272, doi:10.16032/j.issn.1004-4965.2015.02.013.
- Zhang Q, Streets D G, Carmichael G R, et al. 2009b. Asian emissions in 2006 for the NASA INTEX-B mission [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 9 (14): 5131–5153, doi:10.5194/acp-9-5131-2009.
- 张小曳. 2007. 中国大气气溶胶及其气候效应的研究 [J]. *地球科学进展*, 22 (1): 12–16. Zhang Xiaoye. 2007. Aerosol over China and their climate effect [J]. *Advances in Earth Science (in Chinese)*, 22 (1): 12–16, doi:10.11867/j.issn.1001-8166.2007.01.0012.