

0920 号超强台风“卢碧”引起的强海上大气波导成因分析与数值模拟研究^{*}

胡昊¹ 费建芳² 丁菊丽² 王挺² 黄小刚² 程小平² 袁炳³

HU Hao¹ FEI Jianfang² DING Juli² WANG Ting² HUANG Xiaogang² CHENG Xiaoping² YUAN Bing³

1. 中国人民解放军 31110 部队, 南京, 210016

2. 国防科技大学气象海洋学院, 南京, 211101

3. 空军气象中心, 北京, 100843

1. 31110 Troops of PLA, Nanjing 210016, China

2. College of Meteorology and Oceanography, National University of Defence Technology, Nanjing 211101, China

3. Air Force Meteorology Center, Beijing 100843, China

2017-04-27 收稿, 2017-11-03 改回.

胡昊, 费建芳, 丁菊丽, 王挺, 黄小刚, 程小平, 袁炳. 2018. 0920 号超强台风“卢碧”引起的强海上大气波导成因分析与数值模拟研究. 气象学报, 76(4):620-634

Hu Hao, Fei Jianfang, Ding Juli, Wang Ting, Huang Xiaogang, Cheng Xiaoping, Yuan Bing. 2018. Mechanism analysis and numerical simulation of strong marine typhoon duct caused by super typhoon "Lupit" (2009). *Acta Meteorologica Sinica*, 76(4): 620-634

Abstract Based on the high-resolution global positioning system (GPS) dropsonde data from Dropwindsonde Observations for Typhoon Surveillance near Taiwan Region (DOTSTAR), ducts induced by tropical cyclones (TC ducts) over the ocean near Taiwan from September 2003 to August 2012 are analyzed. A typical case of strong ducts induced by super typhoon "Lupit" (2009) is selected for further research. The mechanism for these strong ducts is diagnosed first based on the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) reanalysis data (horizontal resolution of $0.125^\circ \times 0.125^\circ$). Using the WRF model, two initialization schemes are compared in terms of their abilities in simulating the TC intensity, inner-core size and TC ducts. These strong TC ducts are largely formed in the weak subsidence area on the northwestern periphery of the typhoon. Their formation is mainly caused by the sharp decrease of moisture with altitude, which is resulted from the strong southward dry advection near 850 hPa. The TC dynamical initialization (DI) scheme used in WRF model improves the simulation of TC intensity, track and inner-core size, which subsequently leads to better simulation of TC ducts especially their heights. Moreover, ducts formed outside the TC are mainly elevated ducts. Their simulations are mainly associated with the simulation of the TC spiral rainband and inner-core size, whereas the simulation of TC intensity and eye wall structure have little impact. Finally, the WRF model is capable of simulating TC ducts and producing high-resolution data. Thereby, it is a robust tool for the study of TC ducts.

Key words Duct, Typhoon, Numerical simulation, Dynamical initialization

摘 要 基于中国台湾地区主持的侵台台风之飞机侦察及下投式探空仪观测实验(Dropwindsonde Observations for Typhoon Surveillance near the Taiwan Region, DOTSTAR)获得的高分辨率下投式探空仪探测资料, 分析了 2003 年 9 月—2012 年 8 月

^{*} 资助课题: 国家自然科学基金项目(41775017, 41205004, 41405009, 41505082)、973 项目(2015CB45280)。

作者简介: 胡昊, 主要从事大气波导研究。E-mail: huhao804@sina.com

通讯作者: 丁菊丽, 主要从事大气波导形成机理、诊断分析和数值预报研究。E-mail: dingjl1983@163.com

所有发生在中国台湾地区附近海域的台风型大气波导事件,遴选出一次由 0920 号超强台风“卢碧”引起的强台风型海上大气波导过程作为研究对象。利用欧洲中期数值预报中心(ECMWF)再分析资料(水平分辨率 $0.125^{\circ} \times 0.125^{\circ}$),对此次波导的生成原因进行了分析;基于 WRF 模式比较了不同初始化方法对台风强度、尺度和周围台风型大气波导的模拟能力。结果表明,此次强台风型大气波导发生在台风环流西北侧外围的弱下沉运动区,其形成与 850 hPa 高度附近北方干空气平流导致湿度随高度锐减密切相关。在数值模拟中运用台风动力初始化方法,可以有效改进台风强度、路径和尺度的模拟效果,进而有利于改善台风型大气波导尤其是波导层所在高度的模拟效果。台风外围出现的大气波导通常以悬空波导为主,模拟效果与台风螺旋雨带和内核尺度的模拟关系密切,而与台风强度和眼墙结构关系不大。中尺度数值模式 WRF 具有模拟台风型大气波导的能力,是研究台风型大气波导的有力手段。

关键词 大气波导, 台风, 数值模拟, 动力初始化

中图法分类号 P406

1 引言

大气波导是发生在对流层的一种异常大气折射现象,对电磁波的传播有着巨大的影响,主要体现在增大雷达探测误差、实现雷达超视距探测和形成电磁盲区等方面(姚展予等,2000;焦林等,2004;姚洪滨等,2005;盛峥等,2008;柯涛等,2009)。大气波导特征量的判定取决于大气修正折射率(M)的垂直廓线(Bea, et al, 1968; 戴福山等, 2002),湿度随高度锐减和(或)逆温是形成大气波导的有利条件(Turton, et al, 1988)。关于大气波导的定义、类型、判定方法和波导结构示意图请参考 Ding 等(2013)。

早期的研究认为,大气波导通常出现在稳定的反气旋系统中,但近年来的研究表明台风这样的强不稳定气旋系统周围确实也存在大气波导现象,相关学者对其成因和分布特征进行了大量的分析和研究。台风型大气波导主要以悬空波导为主,按照波导出现位置与台风中心的距离,大致可以分为 3 类:(1)发生于台风涡旋内的大气波导现象(Ding, et al, 2013;潘中伟等,1996);(2)发生于台风与周边天气系统过渡区域的大气波导现象(成印河等,2012;Ding, et al, 2013;张玉生等,2013);(3)发生于台风外围大陆高压系统内下沉区的大气波导现象(胡晓华等,2007;刘桂艳等,2012)。对于发生于台风涡旋内的大气波导现象,还可以细分为发生在台风螺旋雨带之间(Ding, et al, 2013)和台风眼区内(潘中伟等,1996)两类。其次是发生于台风与周边天气系统过渡区域的大气波导,其形成与台风西侧外围南下气流将北方干冷空气带到暖湿洋面上有关(成印河等,2012;Ding, et al, 2013;张玉生等,2013)。最后,生成于台风外围高压系统内下沉运动

区的大气波导,除了前面提到的台风前期流场从海上带来大量水汽,而后期流场又将北方高空干空气向南输送形成湿度锐减层以外,还与高压下沉运动区的夜间辐射逆温有关(刘桂艳等,2012)。大气波导的研究依赖高垂直分辨率的探空资料,如 GPS 探空、低空探测火箭资料等。然而,这些探空资料毕竟是单点释放,虽然在垂直分辨率上要优于各种再分析资料,但是其水平分辨率依然过低,不能完整地再现波导的时、空演变特征。因此,利用中尺度模式开展大气波导形成机理和数值模拟研究展示出了良好的应用前景(Burk, et al, 1997; Atkinson, et al, 2001, 2006; 胡晓华等, 2007, 2008; 张玉生等, 2009, 2013; 成印河等, 2010, 2012; 王振会等, 2010; Haack, et al, 2010; 刘桂艳等, 2012; 袁夏玉等, 2013, 2014; Fei, et al, 2013; Zhao, et al, 2016)。就面临的问题而言,除了模式自身物理过程参数化方案的准确性之外,如何恰当地进行模式初始化也是至关重要的因素。因此,近 20 年来中外学者尝试利用中尺度模式的资料同化系统对各种常规、非常规资料进行了单时次或循环同化,有效改进了模式的初始场和大气波导的模拟效果(Burk, et al, 1997; 胡晓华等, 2007, 2008; 成印河等, 2010; 王振会等, 2010; Haack, et al, 2010; 刘桂艳等, 2012; 袁夏玉等, 2013, 2014)。就台风型大气波导而言,Ding 等(2013)曾基于观测事实明确指出,台风的强度和尺度对于台风型大气波导的分布有显著的影响,进一步的数值模拟研究(Fei, et al, 2013)表明,引入 BDA (Bogus Data Assimilation) 台风初值化方法(即利用四维变分资料同化方法将人造台风同化进入数值模式之中)(Xiao, et al, 2000; Zou, et al, 2000),有利于改善初始场,提高台风结构和强度的模拟效果,进而对周围台风型大气波导的模

拟效果也有改进作用。另一种针对台风初始场的改善方法——台风动力初始化(dynamical initialization, DI)(Cha, et al, 2013)可以调整循环动力初始化的窗口期,引入大尺度谱逼近方法,实现了台风涡旋以及去除台风涡旋的背景场各自的动力平衡。Cha等(2013)的动力初始化方案可以作为一个独立的模块,适用于各种高分辨率数值模式,通过循环窗口暖启动方式实现了初始场中台风结构和强度的改进,因此在台风型大气波导数值模拟研究中也具有很好的应用前景。

尽管台风型大气波导研究取得了丰硕的成果,但是因海上观测资料匮乏、常规探空垂直分辨率不高、模式初始场和参数化方案准确性等诸多因素的影响和制约,目前对台风型大气波导成因和分布规律的认识仍需大量高垂直分辨率、高精度观测资料的进一步证实。此外,不断提高数值模式对台风型大气波导的模拟能力也为充分认识此类波导的时空演变特征、提前发现和高效利用大气波导提供了可能,具有极其重要的科学和实用价值。庆幸的是,中国台湾地区主持的侵台台风之飞机侦察及下投式探空仪观测实验(Dropwindsonde Observations for Typhoon Surveillance near the Taiwan Region, DOTSTAR)计划^①,针对历年侵台台风进行的GPS下投式探空观测,获取了高垂直分辨率(5—6 m)的温、湿、压资料,为台风型大气波导观测事实分析和数值模拟检验验证提供了良好的数据基础,弥补了海上观测资料匮乏问题。因此,本研究基于2003年9月—2012年8月的DOTSTAR GPS下投式探空仪探测资料,遴选典型的海上强台风型大气波导过程并结合欧洲中期数值预报中心(ECMWF)再分析资料($0.125^\circ \times 0.125^\circ$)进行成因分析;利用WRF模式开展此次强台风型大气波导过程的数值模拟研究,对比不同初始化方法对台风强度、尺度和周围台风型波导模拟效果的影响。

2 观测事实分析

2009年10月19—20日,台风“卢碧”在台湾以东洋面上向西北方向移动(图1),强度上从超强台风等级逐渐减弱为强台风。与此同时,DOTSTAR计划释放了14个探空仪对该台风进行了针对性观

测。图2给出了探空仪的释放位置以及临近时刻(10月20日00时)(世界时,下同)联合台风预警中心(Joint Typhoon Warning Center, JTWC)台风最佳路径集提供的台风中心位置。根据探空仪获得的高垂直分辨率的大气温、湿、压资料,计算大气修正折射率廓线,由此判定大气波导是否出现以及存在大气波导时的波导特征量(表1)。受台风影响,释放的14个探空仪中有7个观测到了大气波导现象,其中强度大于10 M的强波导有4个。这些探空仪大致位于台风中心西侧约4—8个经距处,而最靠近

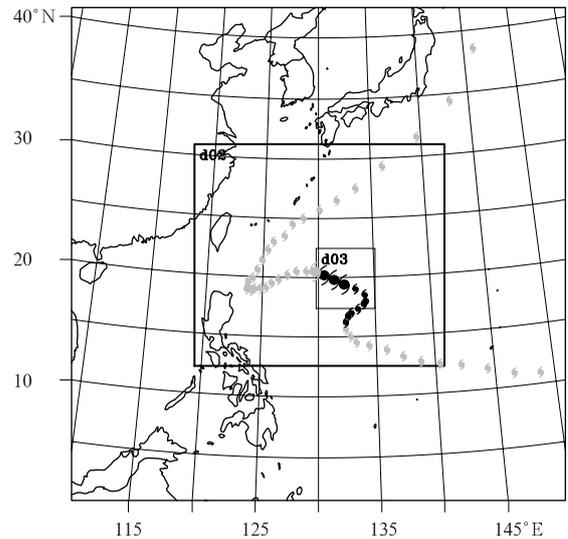


图1 台风路径与模拟区域设置

(图中第3层网格为模拟起始时2009年10月19日12时的网格位置,图中的台风符号表示联合台风预警中心提供的台风中心位置,黑色代表超强台风等级,灰色代表超强台风以下等级,4个较大的记号自东向西表示19日12、18时、20日00、06时模拟试验过程中的台风位置)

Fig. 1 TC track and model domains (the location of the third domain shown in this figure is its location at 12:00 UTC 19 October 2009, which is the time of the model initialization; the typhoon symbols indicate the TC center locations provided by JTWC data, with the black ones indicating super strong level and the gray ones indicating levels weaker than the super strong level; the four larger markers indicate the TC center locations during the simulation period at 12:00, 18:00 UTC 19 Oct, 00:00, 06:00 UTC 20 Oct)

^① <http://typhoon.as.ntu.edu.tw/DOTSTAR/tw/>

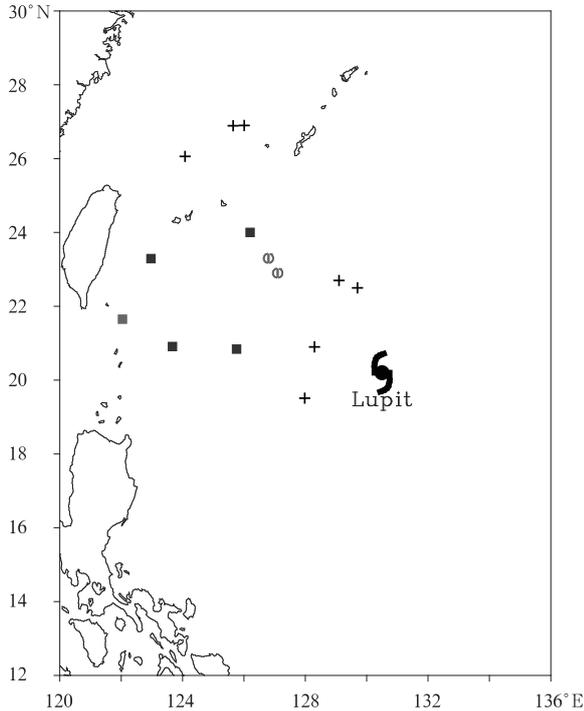


图2 DOTSTAR 下投式探空仪的观测概况 (强波导(波导强度 $\delta M > 10 M$)用黑色标记,中等强度波导($5 M < \delta M \leq 10 M$)用灰色标记,弱波导($\delta M \leq 5 M$)用浅灰色标记;未观测到大气波导现象的探空仪释放位置用“+”字符号标记;波导顶高低于 1000 m 的波导使用实心圆标记,波导顶高于 1000—2000 m 的波导用实心正方形标记,波导顶高于 2000 m 之上的用带竖线的圆形标记)

Fig.2 Detailed information of the DOTSTAR dropsonde observations

(black markers indicate strong ducts (duct strength $\delta M > 10 M$); gray markers indicate moderate ducts ($5 M < \delta M \leq 10 M$); light gray markers indicate weak ducts ($\delta M \leq 5 M$); the cross markers indicate the locations where no duct was observed; the filled circles indicate that the tops of observed ducts are under 1000 m; the filled squares indicate that the tops of observed ducts are between 1000 and 2000 m; the empty circles with a vertical line in the middle indicate that the tops of observed ducts are over 2000 m)

台风中心释放的 4 个探空仪以及在琉球群岛北侧释放的 3 个探空仪未探测到大气波导现象。

有趣的是,不仅 0920 号超强台风“卢碧”,0319 号强热带风暴“米勒”、0407 号强台风“蒲公英”、0519 号超强台风“龙王”等台风周围也均出现了此类强波导现象,这一观测事实充分说明在台风这样的强不稳定气旋系统周围确实也存在着大范围的大气波导现象,而且波导强度有时甚至可以超过 30 M。因此,有必要深入分析并总结此类强台风型波导的形成原因和分布规律。

3 大尺度环流背景与波导成因分析

首先,基于 ECMWF 再分析资料分析大尺度形势场的分布和演变特征。10 月 19 日 00 时 850 hPa 上大陆高压和西北太平洋副热带高压(西太副高)组成的高压带已经断裂(图 3a₁),断裂带上强偏北气流为北方干空气的南下打开了通道,此时干空气的前锋到达台风西北侧外围(16°N 附近)。低层 1000 hPa 高度上(图 3a₂),台风系统位于大陆高压和西太副高组成的高压带南侧,高压带上(横跨 10 个纬距)的纬向风削弱了低层的偏北气流,很好地阻止了北方干空气的南下,使得低层水汽场以纬向分布为主;同时,海洋作为一个巨大的水汽和热源通过湍流运动向低层大气源源不断地输送水汽,而台风又像一个巨大的泵将周围水汽抽吸到台风涡旋中,因此,台风系统内部及西侧(台湾以东洋面附近)的低层大气保持高湿状态。19 日 12 时(图 3b₁)的形势场与之前大致相同,只不过 850 hPa 高度上的“干舌”更为明显。至 20 日 00 时(图 3c₁),经高空槽后偏北气流、大陆高压东侧及台风西侧偏北气流的接力输送,850 hPa 上的“干舌”进一步围绕台风涡旋向南向东逆时针伸展(结合图 4 的垂直速度场可大致判断台风涡旋主体的位置)。此时,低层(1000 hPa)(图 3c₂)

表 1 观测到大气波导详情表

Table 1 Detailed information of observed ducts

日期	时刻(UTC)	经度(°E)	纬度(°N)	波导底(m)	陷获层底(m)	波导顶(m)	强度(M)
10 月 19 日	21:40:20	122.97	23.29	697	1184	1268	52
	21:57:55	122.04	21.65	1225	1299	1334	5
	22:24:29	123.67	20.91	919	1315	1478	31
	22:43:05	125.76	20.84	971	1495	1590	49
10 月 20 日	00:04:20	127.10	22.90	2590	2635	2811	8
	00:09:03	126.80	23.30	2051	2170	2220	8
	00:22:47	126.20	24.00	787	1144	1204	18

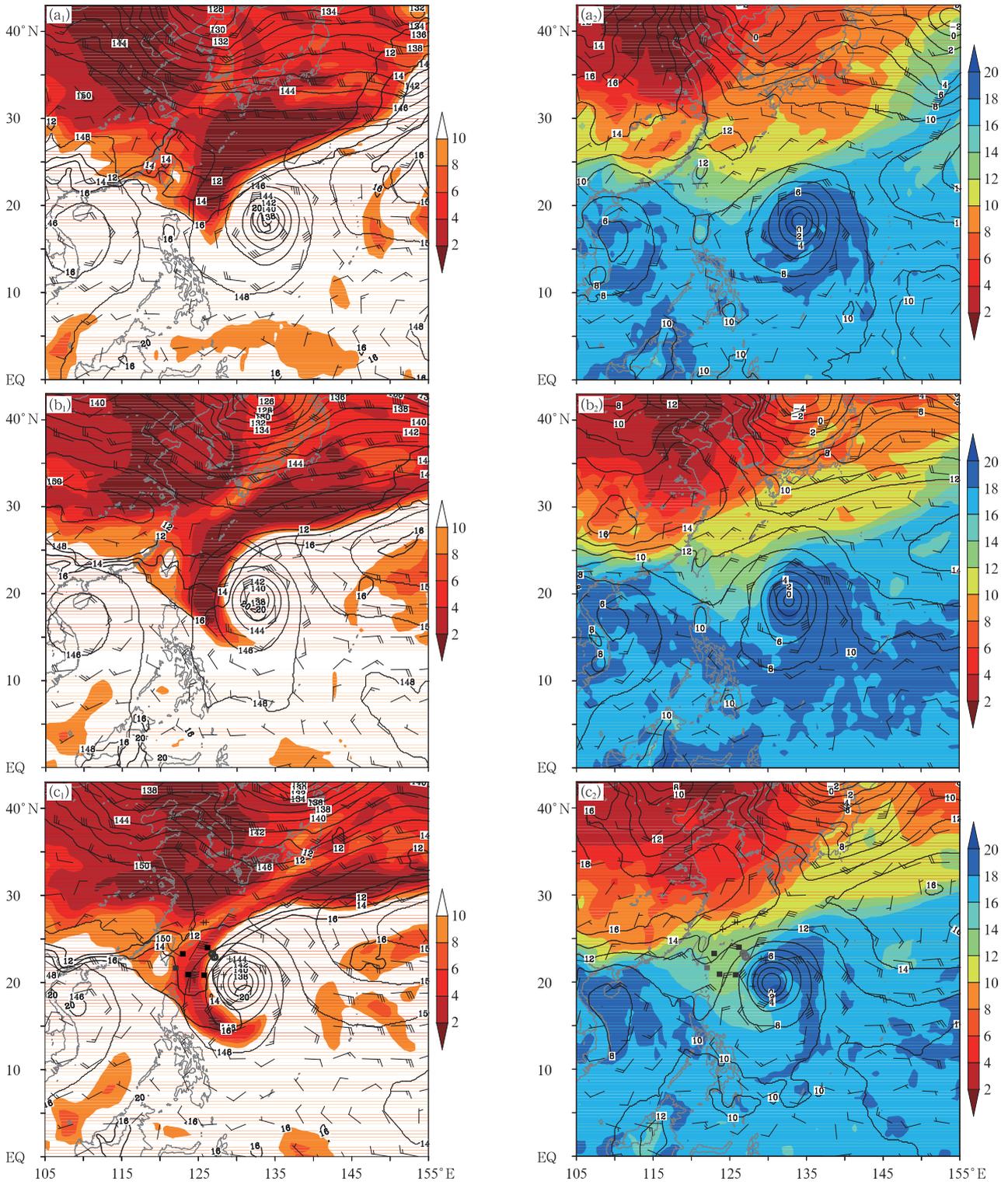


图3 10月19日(a)00时、(b)12时、(c)20日00时势高度(等值线,单位: dagpm)、风场(单位: m/s, 一个全风速杆代表4 m/s)和水汽混合比(色阶,单位: g/kg)的大尺度形势分布 (a₁—c₁. 850 hPa,加粗的黑色等值线代表叠加的低层1000 hPa水汽分布; a₂—c₂. 1000 hPa;波导观测结果的图标同图2)

Fig. 3 Large scale background distributions of geopotential height (unit: dagpm), wind (unit: m/s, a full barb indicates 4 m/s) and water vapor mixing ratio (unit: g/kg) at (a) 00:00 UTC 19 Oct, (b) 12:00 UTC 19 Oct, (c) 00:00 UTC 20 Oct (a₁—c₁. 850 hPa; the bold contour lines indicate the water vapor mixing ratio at lower level of 1000 hPa; a₂—c₂. 1000 hPa; the duct markers are the same as in Fig. 2)

大陆高压和西太副高组成的高压带仍然没有断裂,北方大陆气团的干空气中心无法向南完成接力输送,因此,仅台风西侧的偏北气流携带北侧的海上偏干空气向南输送,与台风涡旋内部的高湿状态相比,形成了弱的相对“干舌”区。但与 850 hPa 台风西侧的“干舌”相比,低层大气仍然是高湿的(图 3c₁、c₂),这说明台风西侧外围此时存在有利于波导出现的湿度随高度锐减的大气层,正好与下投式探空仪观测到的 4 次超强大气波导对应。此外,结合垂直速度场(图 4c)可知,这 4 个超强大气波导主要发生在台风环流外围的弱下沉运动区,即属于热带气旋外围型(Ding, et al, 2013)。但强波导的形成主要与中层 850 hPa 强干空气平流导致的湿度随高度锐减有关,与弱下沉运动关系不大。

19 日 00 时,高空槽前显著的上升气流(图 4a)将低层湿润空气带到中层,使得 850 hPa 上大片干区内出现了与上升气流区相对应的一片偏湿区(图 3a₁)。12 时,槽前上升气流明显增强,上升气流控制的区域也进一步扩大(图 4b),于是与之相对应的偏湿区控制范围也明显扩大,形成了日本以西洋面上空的狭长偏湿区(图 3b₂)。这片狭长偏湿区也随着偏北气流一起南下,20 日 00 时,狭长偏湿区向西南方向延伸至琉球群岛上空(图 3c₁),由于 850 hPa 上的狭长偏湿区与低层空气在垂直高度上无法形成明显的湿度锐减层,因此不利于波导的形成,这正好解释了此时 DOTSTAR 计划在琉球群岛北侧释放的 3 个探空仪未观测到大气波导现象。此外,台风环流内部的强上升运动区也不利于大气波导出现,

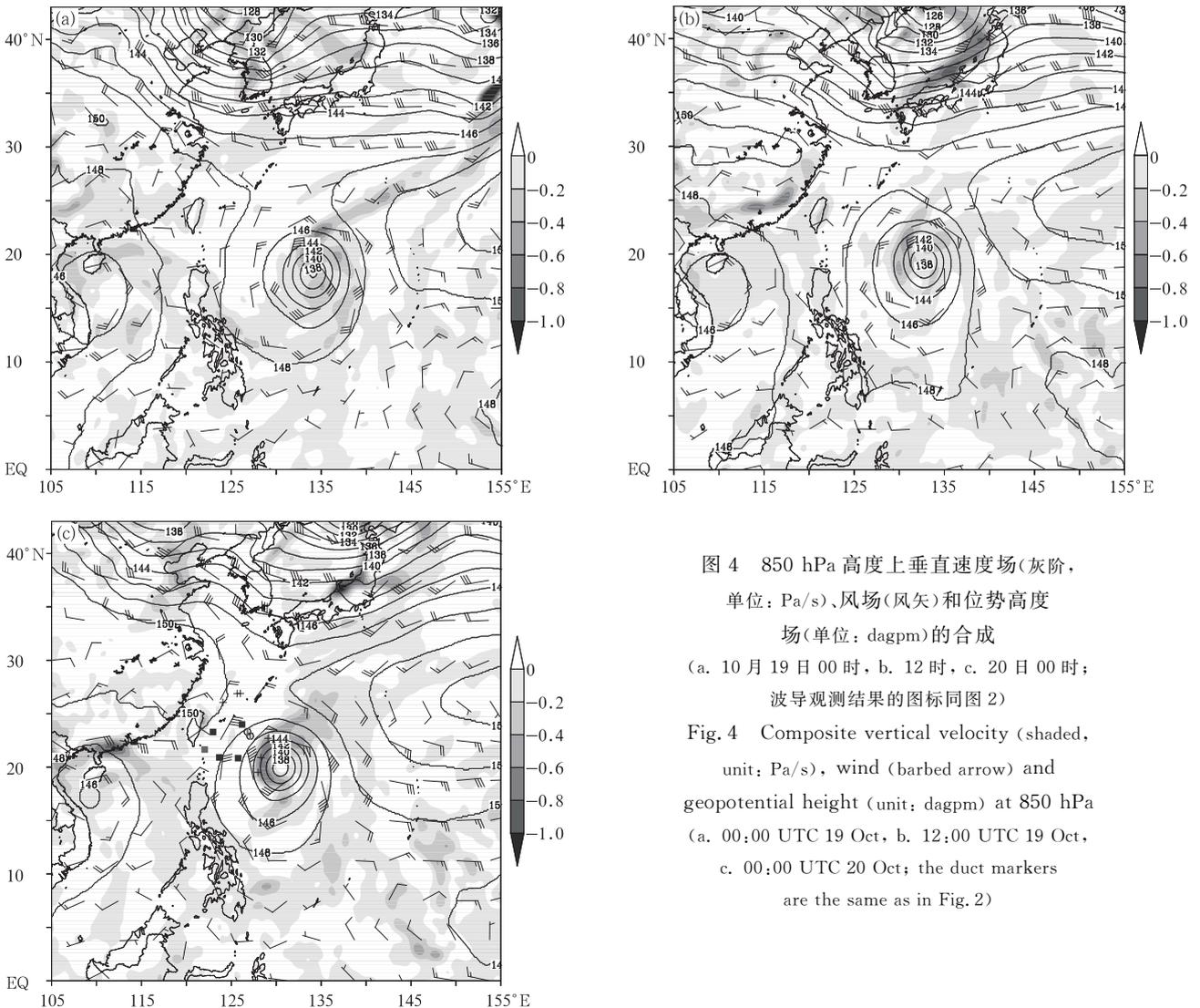


图 4 850 hPa 高度上垂直速度场(灰阶,单位: Pa/s)、风场(风矢)和位势高度场(单位: dagpm)的合成

(a. 10 月 19 日 00 时, b. 12 时, c. 20 日 00 时;波导观测结果的图标同图 2)

Fig. 4 Composite vertical velocity (shaded, unit: Pa/s), wind (barbed arrow) and geopotential height (unit: dagpm) at 850 hPa (a. 00:00 UTC 19 Oct, b. 12:00 UTC 19 Oct, c. 00:00 UTC 20 Oct; the duct markers are the same as in Fig. 2)

因此,离台风中心较近的3个探空仪也未观测到大气波导现象。

结合下投式探空仪获取的位温和水汽混合比廓线(图7)可知,对流边界层顶夹卷层内的逆温和湿度锐减对此次强波导的形成也有贡献。但单纯由于夹卷效应引起的海上悬空波导一般不会超过30 M,因此,850 hPa强干空气平流导致的湿度锐减才是本次强台风型大气波导的主要形成原因。综上所述,本次强台风型大气波导主要发生在台风环流西侧外围的弱下沉运动区,其形成有几个先决条件:一是中层850 hPa高压带断裂,在高空槽后的偏北气流、大陆高压东侧及台风西侧偏北气流的接力输送下,北方大陆干空气被不断向南输送至台风西侧外围形成显著的“干舌”;二是海洋作为水汽源通过湍流运动向低层大气输送水汽,加上台风在低层的辐合抽吸作用使洋面低层大气处于高湿状态;三是低层1000 hPa高压带的维持阻止了大陆干空气的南下,使得台风西侧的低层大气仍然可以保持相对高湿,从而形成了典型的湿度随高度锐减层和强波导现象的发生。

4 数值模拟研究

本节将基于WRFv3.8模式比较两种初值化方法对台风强度、尺度和周围台风型大气波导模拟能力的影响,在此基础上揭示台风型大气波导类型和特征量的时、空分布规律。

4.1 模拟设置

初始场对台风本身的强度、路径和结构的模拟影响很大,进而也会影响到台风型大气波导的模拟效果。为了利用DOTSTAR下投式探空仪观测资料进行比较验证,模拟时段必须选择“卢碧”由超强台风逐渐减弱为强台风的过程。此时,如果直接采用美国国家环境预报中心(NCEP)再分析数据(NCEP-FNL, $1^\circ \times 1^\circ$, 6 h一次)作为初始场,将导致台风中心最低气压与联合台风预警中心提供的台风强度相差50 hPa左右。为了更好地模拟此次强台风型大气波导过程,文中设计3组初始场对比试验:第1组为对照试验(CTRL),直接采用 $1^\circ \times 1^\circ$ 分辨率的NCEP-FNL资料作为初始场;第2组为Bogus试验,即以NCEP-FNL资料为背景场,利用WRF模式自带的Bogus模块构造一个台风涡旋进行模拟;第3组TCDI试验,同样以NCEP-FNL资

料为背景场,但采用Cha等(2013)提出的台风动力初始化方法来改善初始场,具体做法如下:假定模拟初始时间为 t_0 ,将动力初始化窗口定为 $t_0 - 6$ h至 t_0 ,首先进行窗口期的模拟,再将此次得到的 t_0 时刻加强的台风涡旋提取出来,并构造在 $t_0 - 6$ h时刻的初始场内,进行第2次窗口期的模拟,一直循环下去,直到 t_0 时刻初始场中的台风涡旋达到预期设定的海平面中心气压最低值和近中心最大风速阈值为止。

3组试验均采用3重移动嵌套网格(图1),由外至内水平分辨率分别为18、6、2 km,格点数分别为 250×250 、 379×337 、 268×274 。每层嵌套的垂直分层均取44层(其中,2000 m高度以下进行了加密,共占29层)。3组试验均采用MM5近地层方案、YSU边界层方案、Noah陆面模式、RRTM长波辐射和Dudhia短波辐射方案。模式最外层粗网格采用Kain-Fritsch积云参数化方案和WSM6微物理方案,第2层和最内层因水平分辨率较高,不采用积云参数化方案,直接选用WSM3微物理方案。模拟时段为2009年10月19日12时—20日06时共18 h(表2),其中TCDI试验的循环动力初始化窗口期设置为6 h。在窗口期的每1次循环中,台风强度逐渐加强。运行至第18个循环开始,海平面最低中心气压与近中心最大风速基本维持稳定,于是将第18个循环得到的19日18时的WRF模式输出作为之后模拟的初始场进行接下来19日18时—20日06时的模拟,因此,TCDI试验的实际模拟时长只有12 h。但由于TCDI试验的初始化方式属于循环暖启动,可以不预留起转时间,且DOTSTAR下投式探空的实际观测始于19日21时40分并结束于20日01时03分,因此,TCDI试验与其他两组试验在模拟时长上的差异并不影响模拟结果的比较验证。

表2 模拟时间设置
Table 2 Simulation periods

试验名称	模拟时间设置
对照	2009年10月19日12时—20日06时
Bogus	2009年10月19日12时—20日06时
TCDI	动力初始化:2009年10月19日12—18时 后续模拟:2009年10月19日18时—20日06时

4.2 台风模拟概况

首先比较3组试验对台风路径、强度、螺旋雨带

及台风内核尺度的模拟效果(图 5a、b),模拟时段内台风处于西北行即将转向为西南行的过程,强度由中心最低气压 933 hPa(超强台风)逐渐减弱为 956 hPa(强台风)(联合台风预警中心数据)。对照试验模拟的台风显著偏弱,中心最低气压基本维持在 990 hPa 以上,且该试验完全没有模拟出台风的眼墙结构(图 6b);Bogus 试验由于采用了 WRF 模式自带的台风涡旋构造模块,与对照试验相比,在台风路径和强度的模拟效果上均有所改进,但缺点是模拟的台风路径出现了提前转折,且台风强度也比联合台风预警中心数据集提供的结果偏强;而引入台风循环动力初始化的 TCDI 试验对台风强度的模拟效果显著优于其他两组试验,同时也是对台风西北行运动趋势模拟最好的一组试验,尽管与联合台风预警中心路径存在一定的平移误差。

进一步分析台风螺旋雨带与内核尺度的模拟效果,这里参考以往的一些研究(刘佳,2008;李勋等,2010;官晓军,2011;Li, et al, 2012;Moon, et al, 2015),将 6 km 细网格输出的波导层附近(1300 m 高度)的雷达反射率作为识别螺旋雨带的标志,并与 F-13 卫星 37V 和 MTSAT 卫星红外云图合成图(图 6a)进行对比。对照试验较好地模拟出了台风的螺旋雨带,但完全没有能够模拟出台风内部的眼墙结构(图 6b)。相反,Bogus 试验较好地模拟出了台风内部的眼墙结构,但模拟的螺旋雨带明显偏弱,结构松散,与观测偏差较大(图 6c)。只有 TCDI 试验模拟出了清晰的台风眼墙结构和螺旋雨带(图 6d),与实际观测相比,除螺旋雨带西北侧的分支稍偏弱,西南侧稍偏强以外,其余均与实际观测接近。由于台风内核区以强上升运动为主,一般不利于大气波导的发生,因此,已有的数值模拟(Fei, et al, 2013)和文中的实际观测都表明台风型大气波导主要分布在台风内核区的外围,考察 3 组试验对台风内核尺度的模拟效果具有十分重要的意义。除了利用雷达反射率表征的螺旋雨带来大致判断台风内核尺度以外,还参考 Xu 等(2010)的方法来定义台风内核尺度,即模式最底层输出的水平风速大于 25.7 m/s 的区域,也称为台风方位角平均灾害风半径(the radius of the damaging wind, RDW)。文中在实际应用时取模式输出 10 m 高度处的水平风速(图 6b—d 中的黑色等值线)作为台风内核尺度的评判依据。显然,只有 TCDI 试验模拟的台风内核尺度和台风方位角平均灾害风半径呈现近似圆形、边

界规则,与观测的台风尺度最为接近。

综上所述,运用台风循环动力初始化方法改进模式初始场,可以有效改善台风强度、路径、结构(包

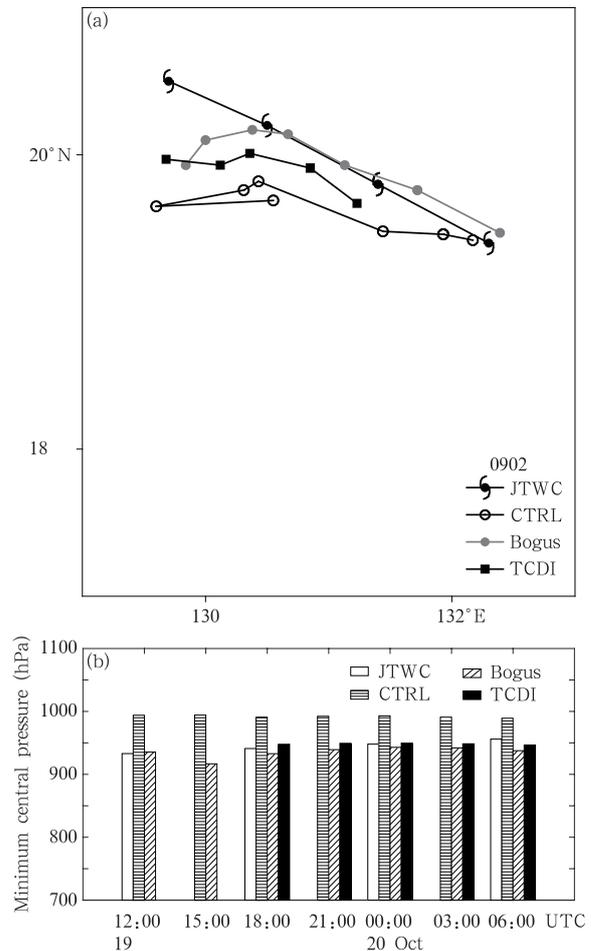


图 5 (a)模拟得到台风路径与联合台风预警中心最佳路径对比,(b)模拟得到海平面台风中心最低气压与联合台风预警中心数据的对比趋势

(联合台风预警中心每 6 h 一次,其余 3 组试验每 3 h 一次;19 日 12—18 时为 TCDI 试验的动力初始化窗口,故此时间内该试验没有数据输出)

Fig. 5 (a) Comparison of simulated TC track and the JTWC best-track data, (b) time series of simulated minimum sea level pressure and the JTWC best-track observations (unit: hPa) (JTWC data are drawn at 6-hour intervals; the simulated data are drawn at 3-hour intervals.

There is no output during the period from 12:00 UTC 19 Oct to 18:00 UTC 19 Oct, which corresponds to the dynamical initialization window of TCDI)

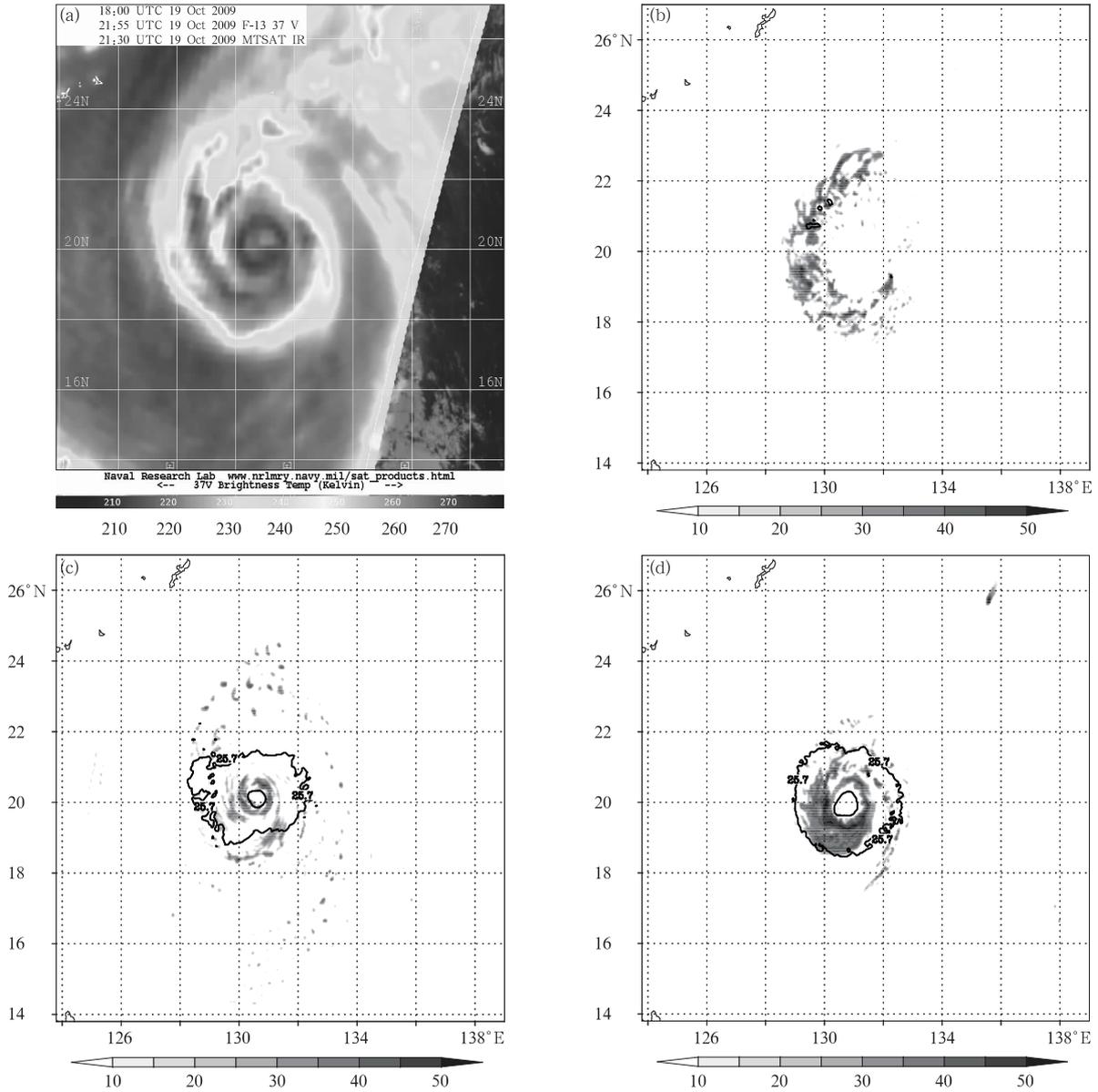


图6 (a)F-13 卫星 37V 亮温和 MTSAT 卫星红外云图合成

(美国海军研究实验室, http://www.nrlmry.navy.mil/sat_products.html);

(b)对照试验, (c)Bogus 试验, (d)TCDI 试验模拟得到的 10 月 19 日 22 时 1300 m 高度雷达反射率

(单位: dBz; 图中黑线是 10 m 海拔高度 25.7 m/s 等风速线)

Fig. 6 (a) Composite F-37V brightness temperature and MTSAT infrared cloud synthetic imagery

(United States Naval Research Laboratory, http://www.nrlmry.navy.mil/sat_products.html);

(b) CTRL, (c) Bogus, (d) TCDI simulated radar reflectivity at 1300 m at 22:00 UTC 19 Oct

(unit: dBz; the black contour lines in the figure indicate the 25.7 m/s isoline of 10 m wind)

括眼墙、螺旋雨带)和内核尺度的模拟效果,而采用 WRF 模式自带的 Bogus 台风构造模块,虽然也在一定程度上改善了台风强度、路径和眼墙结构的模拟效果,但对螺旋雨带和台风内核尺度的模拟效果

却不理想。

4.3 大气波导单点模拟效果对比

进一步比较 3 组试验对台风西北侧外围观测到的 4 个超强波导的模拟效果(模式结果采用第 2 层

网格的输出值)。结果(图 7)表明,对照和 TCDI 试验均成功模拟出了这 4 个超强波导,不同的是 TC-

DI 试验模拟的波导顶高比对照试验更接近实测。遗憾的是,Bogus 试验只模拟出了其中两个强波导

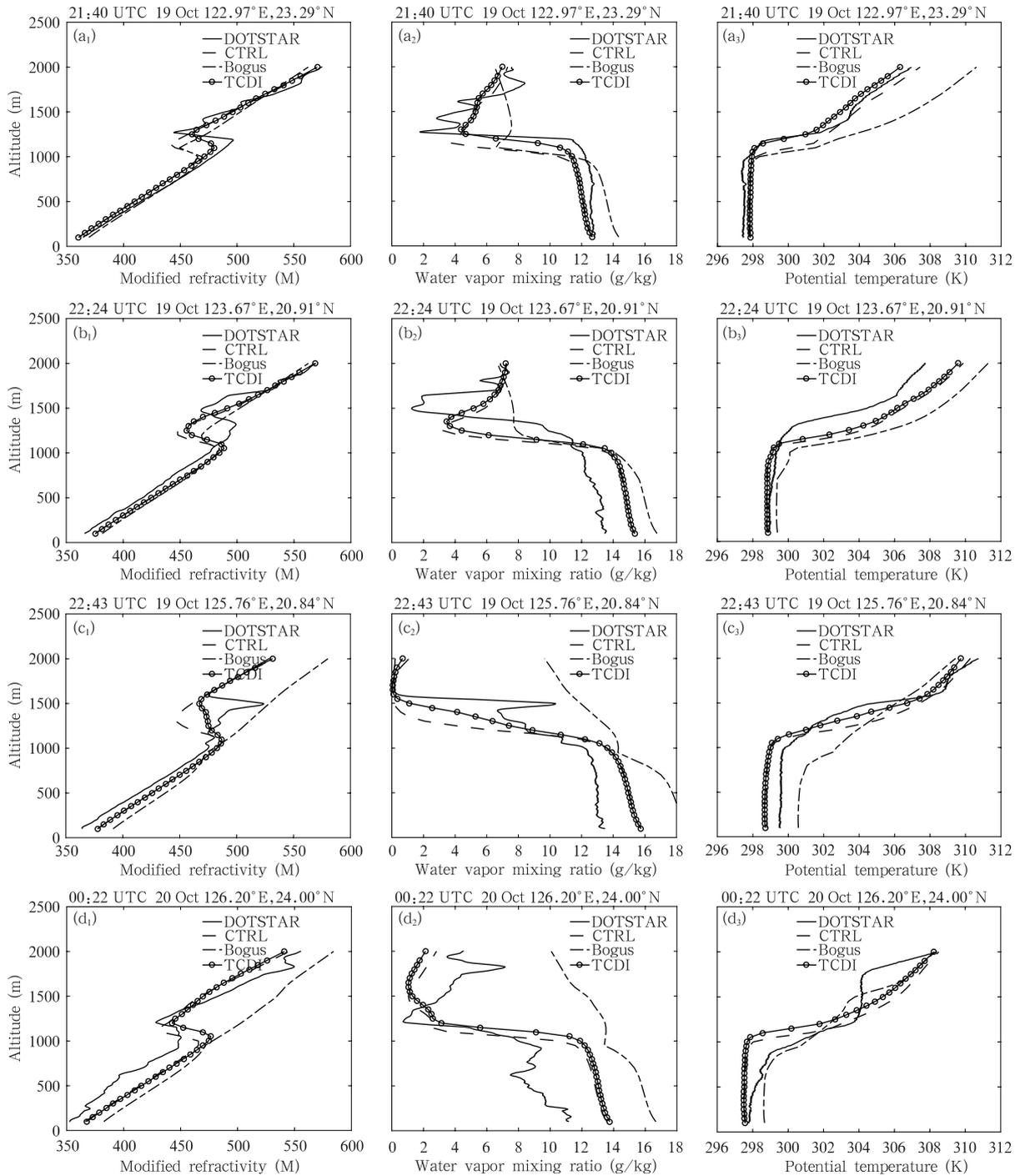


图 7 大气修正折射率(a₁—d₁)、水汽混合比(a₂—d₂)、位温(a₃—d₃)探空与模拟廓线对比 (图中标记的时间是探测时间,模式结果选取的是与探测时间最接近的模式输出结果)

Fig. 7 Comparison of soundings and simulated modified refractivity (a₁ - d₁), vapor mixing ratio (a₂ - d₂), potential temperature (a₃ - d₃) profiles (the time marked in the figure indicate the time of dropsonde observations; the time for the simulated output data shown in the figure are the closest to the time of observations)

现象,且模拟的波导顶高、强度等特征量与实测值的偏差最大。这一结果间接说明台风外围出现的大气波导与台风强度、眼墙结构的模拟效果没有直接关系,但与台风螺旋雨带和内核尺度的模拟效果关系更大。由前面的成因分析可知,此次强台风型大气波导主要是 850 hPa 强干空气平流引起湿度随高度锐减所致,因此这里沿 126°E 作垂直剖面,比较 3 组试验模拟的风场、相对湿度和陷获层位置的径向剖面(图 8),结果表明,台风外围西侧 2000 m 高度以下以偏北风为主,将北方的干空气逐渐向南输送。对照试验与 TCDI 试验在南北方向上成功模拟出两个湿度随高度锐减层,分别位于 28°N 以北及 17°—24°N。在干、湿空气交界的位置上对应着两个波导陷获层,二者分别是 4.4 节将提到的闽浙沿海波导区和环绕台风外围西侧的强波导区。干空气带在 27°N 附近断裂,在这附近没有探测到大气波导现象(图 2)。经过前面的分析,这是高空槽前上升气流首

先将低层湿空气向上输送,再由台风外围西侧偏北气流将湿空气向南输送至琉球群岛附近形成的(图 3、4)。WRF 模式将这样一条狭窄的相对湿度空气断裂带成功地模拟出来了,充分表现了中尺度模式的模拟能力。而 Bogus 试验仅仅模拟出 28°N 以北的湿度随高度锐减层,但未能模拟出 17°—24°N 的强波导层,漏报了前文提到的两个强大气波导区(图 7)。

单点检验结果表明,WRF 模式具有模拟台风型大气波导的能力,利用循环动力初始化方法可以改进台风螺旋雨带和内核尺度的模拟效果,有利于改善台风型大气波导的模拟效果。Bogus 试验虽然较好地模拟了台风的强度和眼墙结构,但由于无法准确描述与外围波导分布更为密切的台风螺旋雨带和内核尺度,故导致台风型大气波导的模拟效果欠佳。因此,后续利用模拟结果分析台风型大气波导类型、特征量的时空分布特征,将舍弃 Bogus 试验的结果。

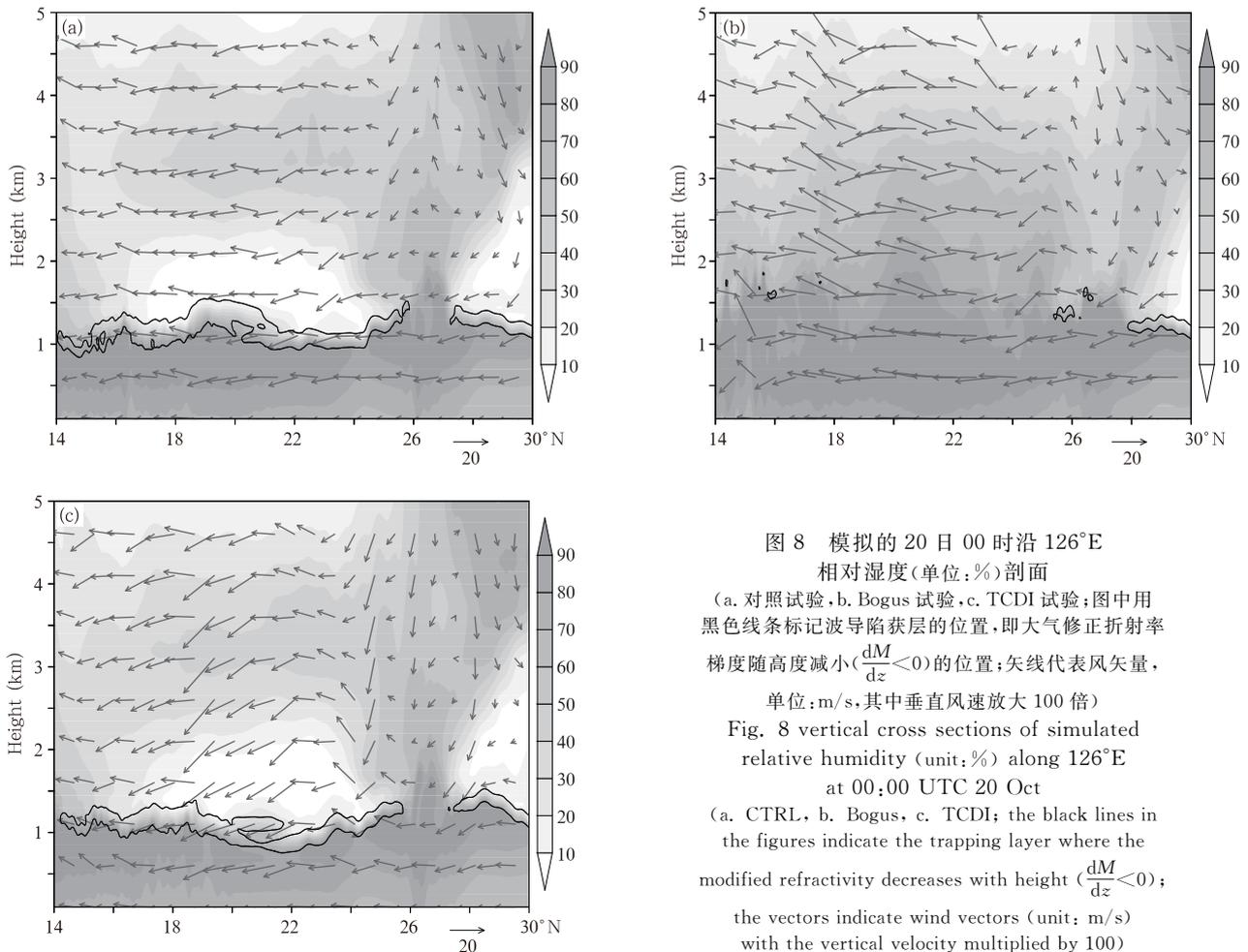


图 8 模拟的 20 日 00 时沿 126°E 相对湿度(单位:%)剖面

(a. 对照试验, b. Bogus 试验, c. TCDI 试验;图中用黑色线条标记波导陷获层的位置,即大气修正折射率梯度随高度减小($\frac{dM}{dz} < 0$)的位置;矢线代表风矢量,

单位: m/s, 其中垂直风速放大 100 倍)

Fig. 8 vertical cross sections of simulated relative humidity (unit: %) along 126°E at 00:00 UTC 20 Oct

(a. CTRL, b. Bogus, c. TCDI; the black lines in the figures indicate the trapping layer where the modified refractivity decreases with height ($\frac{dM}{dz} < 0$);

the vectors indicate wind vectors (unit: m/s) with the vertical velocity multiplied by 100)

4.4 波导的类型以及特征量分布的模拟分析

从模拟得到的波导类型的空间分布(图 9a)来看,台风型大气波导主要以悬空波导为主,两组试验的模拟结果十分接近。整体而言,波导出现区域主要分为 3 块:环绕台风外围的强波导区、闽浙沿海的波导区、台风东侧更外围的弱波导区。其中,环绕台风外围的强波导区最大波导强度超过了 50 M(图 9b)。此外,台风型大气波导受海陆地形差异的影

响显著,在中国大陆、中国台湾岛、菲律宾群岛等大陆和岛屿上空只有零散分布。两组试验模拟的最大区别在于环绕台风外围波导区顶高的模拟,从图 9c 可以清楚地看出 TCDI 试验模拟得到的顶高要比对照试验稍高。经过前文单点检验,可以认为这与实际更加吻合。在模拟试验期间,台风型大气波导稳定维持,且波导覆盖海域随着台风的西移也逐渐向西移动(图略)。

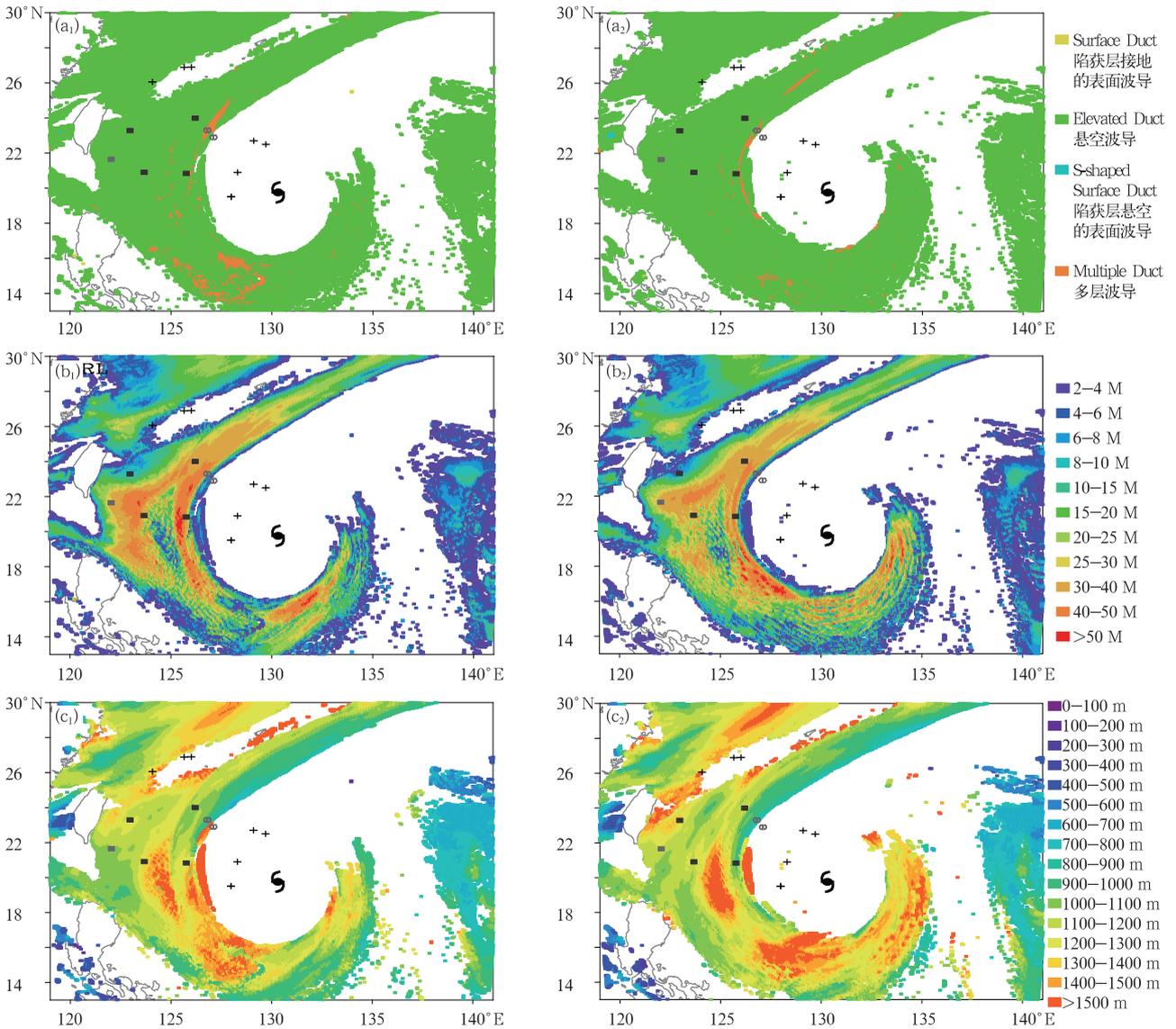


图 9 模拟的 20 日 00 时波导(a)类型、(b)强度(单位:M)、(c)顶高(单位:m)水平分布
(a₁—c₁. 对照试验, a₂—c₂. TCDI 试验; 波导观测结果的图标同图 2)

Fig. 9 Simulated horizontal distributions at 00:00 UTC 20 Oct of (a) duct type, (b) duct strength (unit: M) and (c) duct top height (unit: m) (a₁—c₁. CTRL, a₂—c₂. TCDI; the duct markers are as in Fig. 2)

5 总结与讨论

基于2003年9月—2012年8月DOTSTAR下投式探空观测资料,开展海上台风型大气波导观测事实分析。结果表明,尽管大气波导通常出现在稳定的反气旋系统中,但在台风这样的强不稳定气旋系统周围确实也存在着大范围的大气波导现象,波导类型以悬空波导为主,强度甚至可以超过30 M(如0920号超强台风“卢碧”引起的强海上台风型大气波导)。一般而言,由于海洋大气边界层顶部通常存在夹卷层,层内位温随高度升高,比湿随高度锐减,有利于悬空波导的出现,但单纯因夹卷效应引起的悬空波导通常不会很强。因此,“卢碧”台风引起的这一强海上大气波导现象的成因值得深入研究。基于DOTSTAR探空数据、ECMWF再分析数据以及WRFv3.8模式对此次强台风型大气波导过程进行了成因分析和数值模拟研究,得出以下结论:

(1) 此次强台风型大气波导发生在台风环流西北侧外围的弱下沉运动区,其形成与850 hPa附近湿度随高度锐减层的出现密切相关。即中层850 hPa高度上由大陆高压和西太副高组成的高压带已经断裂,北方大陆干空气被不断向南输送至台风西侧外围形成显著的干舌。同时海洋通过湍流运动向低层大气输送水汽,台风的辐合抽吸作用和低空高压带的维持促使低层大气保持相对高湿。因此,中层强干空气平流加剧了海洋对流边界层顶部夹卷层内的湿度锐减程度,是造成此次强台风型大气波导现象的主要原因。

(2) 数值模拟结果表明,运用循环动力初始化方法,可以有效改进台风强度、路径和尺度的模拟效果,进而有利于改善台风型大气波导尤其是波导层所在高度的模拟效果。台风外围出现的大气波导主要与台风螺旋雨带和内核尺度的模拟效果关系密切,而与台风强度、眼墙结构的关系并不大。

(3) 0920号超强台风“卢碧”引发的波导现象以悬空波导为主,受海陆地形差异的影响显著。海上出现了覆盖广泛,强度较强的波导现象,而大陆和岛屿上空只有零散分布。这是由于开阔海域以不稳定层结为主(且没有明显的日变化),这种不稳定层结对应的对流边界层顶部一般都存在着逆温和湿度锐减层(夹卷层位温和比湿突变),加上850 hPa北方强干空气平流使湿度锐减程度进一步加剧,所以

台风外围洋面上形成了大范围稳定持久的悬空波导现象。而胡晓华等(2007)和刘桂艳等(2012)研究的台风外围陆地下沉运动区上空的台风型波导与之不同,二者主要是因为下沉运动区控制下的晴朗天气有利于夜间地面长波辐射冷却而形成贴地逆温层,加上台风前、后期流场的影响易于形成湿度锐减层,因此台风外围陆地下沉运动区形成的台风型大气波导以夜间表面波导为主。

本研究揭示出影响台风型大气波导模拟效果的关键因素是如何准确模拟台风的尺度,特别是螺旋雨带的分布,而不一定是台风强度的模拟效果。为了进一步证实这一初步结论,尚需设计台风尺度和强度的扰动敏感性试验,研究台风尺度和强度的变化对周围台风型波导的影响程度和影响机制。此外,由于本研究没有对边界层参数化方案做任何改进,因此不同初始场对台风型大气波导特征量的模拟效果仍不理想,下一步工作的着眼点应当放在边界层参数化方案的改进上。开展台风型大气波导研究不仅具有重要的军事意义,而且有助于深入认识台风及其外围的边界层结构和湍流交换特征,为改进台风条件下的边界层、近地层参数化方案奠定基础,进而有利于提升台风强度的预报效果。

致谢:感谢台湾大学大气科学系吴俊杰教授以及其他DOTSTAR计划成员提供了GPS下投式探空仪探测数据。

参考文献

- 成印河, 朱凤芹, 王湘文. 2010. 格点同化对大气波导数值模拟的影响. 广东海洋大学学报, 30(6): 54-57. Cheng Y H, Zhu F Q, Wang X W. 2010. The influence of data assimilation on the numerical simulation of atmospheric ducts. J Guangdong Ocean Univ, 30(6): 54-57 (in Chinese)
- 成印河, 周生启, 薛宇峰. 2012. 2008年“威马逊”台风期间海上大气波导时空特征. 广东海洋大学学报, 32(3): 64-69. Cheng Y H, Zhou S Q, Xue Y F. 2012. Temporal and spacial characteristics of atmospheric ducts over the sea during "Rammasun" typhoon period in 2008. J Guangdong Ocean Univ, 32(3): 64-69 (in Chinese)
- 戴福山, 李群, 董双林等. 2002. 大气波导及其军事应用. 北京: 解放军出版社, 112-113. Dai F S, Li Q, Dong S L, et al. 2002. Atmospheric Duct and Its Military Application. Beijing: Liberation Army Press, 112-113 (in Chinese)
- 官晓军. 2011. 0518号台风“达维”近海迅速加强的数值模拟研究[D]. 杭州: 浙江大学. Guan X J. 2011. A numerical simulation study of the rapid intensification of typhoon "Damrey" (0518) over the offshore[D]. Hangzhou: Zhejiang University

(in Chinese)

- 胡晓华, 费建芳, 李娟等. 2007. 一次受台风影响的大气波导过程分析和数值模拟. 海洋预报, 24(2): 17-25. Hu X H, Fei J F, Li J, et al. 2007. Analysis and numerical simulation research of atmospheric duct affected by typhoon. Marine Forecasts, 24(2): 17-25 (in Chinese)
- 胡晓华, 费建芳, 张翔等. 2008. 一次大气波导过程的数值模拟. 气象科学, 28(3): 294-300. Hu X H, Fei J F, Zhang X, et al. 2008. Numerical simulation of an atmospheric duct. J Meteor Sci, 28(3): 294-300 (in Chinese)
- 焦林, 张永刚. 2004. 大气波导条件下雷达电磁盲区的研究. 西安电子科技大学学报(自然科学版), 31(5): 815-820. Jiao L, Zhang Y G. 2004. Study of the shadow zone of the radar in the atmospheric duct. J Xidian Univ, 31(5): 815-820 (in Chinese)
- 柯涛, 刘国华, 吕琳琳. 2009. 大气波导对雷达作用距离的影响. 舰船电子对抗, 32(2): 68-70, 91. Ke T, Liu G H, Lv L L. 2009. Influence of atmospheric duct on the detection range of radar. Shipboard Electron Counter, 32(2): 68-70, 91 (in Chinese)
- 李勋, 李泽椿, 赵声蓉等. 2010. 强台风 Chanchu(0601)的数值研究: 转向前后内核结构和强度变化. 气象学报, 68(5): 598-611. Li X, Li Z C, Zhao S R, et al. 2010. A numerical study of typhoon Chanchu (0601): The inner core structure evolution and intensity changes around its northward turn. Acta Meteor Sinica, 68(5): 598-611 (in Chinese)
- 刘桂艳, 高山红, 王永明等. 2012. 台风外围下沉区大气波导成因的数值模拟. 应用气象学报, 23(1): 77-88. Liu G Y, Gao S H, Wang Y M, et al. 2012. Numerical simulation of atmospheric duct in typhoon subsidence area. J Appl Meteor Sci, 23(1): 77-88 (in Chinese)
- 刘佳. 2008. “圣帕”台风暴雨的中尺度诊断和数值模拟[D]. 南京: 南京信息工程大学. Liu J. 2008. The meso-scale diagnosis and numerical simulation of rainstorm caused by typhoon Sepat[D]. Nanjing: Nanjing University of Information Science & Technology (in Chinese)
- 潘中伟, 刘成国, 郭丽. 1996. 东南沿海波导结构的预报方法. 电波科学学报, 11(3): 58-64. Pan Z W, Liu C G, Guo L. 1996. The prediction of ducts in south-east coast of China. Chinese J Radio Sci, 11(3): 58-64 (in Chinese)
- 盛峥, 徐如海, 石汉青. 2008. 海洋大气波导对雷达探测性能影响的研究. 现代雷达, 30(4): 18-20, 25. Sheng Z, Xu R H, Shi H Q. 2008. Research on radar detection performance in ocean atmospheric duct. Mod Radar, 30(4): 18-20, 25 (in Chinese)
- 王振会, 王喆, 康士峰等. 2010. 利用 WRF 模式对大气波导的数值模拟研究. 电波科学学报, 25(5): 913-919. Wang Z H, Wang Z, Kang S F, et al. Numerical simulation of atmospheric duct process with WRF model. Chinese J Radio Sci, 25(5): 913-919 (in Chinese)
- 姚洪滨, 王桂军. 2005. 大气波导对舰载雷达探测距离的影响. 雷达与对抗, 25(1): 5-7, 16. Yao H B, Wang G J. 2005. The influence of the atmospheric duct on the detecting range of shipborne radars. Radar ECM, 25(1): 5-7, 16 (in Chinese)
- 姚展予, 赵柏林, 李万彪等. 2000. 大气波导特征分析及其对电磁波传播的影响. 气象学报, 58(5): 605-616. Yao Z Y, Zhao B L, Li W B, et al. 2000. The analysis on characteristics of atmospheric duct and its effects on the propagation of electromagnetic wave. Acta Meteor Sinica, 58(5): 605-616 (in Chinese)
- 袁夏玉, 高山红, 王永明等. 2013. 一次海雾过程大气波导形成机理的数值研究. 中国海洋大学学报, 43(1): 17-26. Yuan X Y, Gao S H, Wang Y M, et al. 2013. Numerical modeling study on the formation mechanism of an atmospheric duct during a sea fog event. Period Ocean Univ China, 43(1): 17-26 (in Chinese)
- 袁夏玉, 高山红. 2014. 一次典型高压型海雾过程中海上大气波导的数值模拟. 海洋与湖沼, 45(5): 907-917. Yuan X Y, Gao S H. 2014. Modeling marine atmospheric duct formation for a typical fog on Yellow Sea. Oceanol Limnol Sinica, 45(5): 907-917 (in Chinese)
- 张玉生, 康士峰, 赵振维等. 2009. 大气波导与气象物理量场相关性的模拟分析. 电波科学学报, 24(4): 742-747. Zhang Y S, Kang S F, Zhao Z W, et al. A simulation analysis of relativity of atmospheric duct and atmospheric parameter fields. Chinese J Radio Sci, 24(4): 742-747 (in Chinese)
- 张玉生, 韩杰, 郭相明等. 2013. 西风槽和台风系统引发大气波导的区域数值模拟//2013 年全国微波毫米波会议论文集. 重庆: 中国电子学会. Zhang Y S, Han J, Guo X M, et al. 2013. Numerical simulation of troposphere duct area caused by westerly trough and typhoon//Proceedings of 2013 National Conference on Microwave and Millimeter Wave. Chongqing: China Electronics Society (in Chinese)
- Atkinson B W, Li J G, Plant R S. 2001. Numerical modeling of the propagation environment in the atmospheric boundary layer over the Persian Gulf. J Appl Meteor, 40(3): 586-603
- Atkinson B W, Zhu M. 2006. Coastal effects on radar propagation in atmospheric ducting conditions. Meteor Appl, 13(1): 53-62
- Bean B R, Dutton E J. 1968. Radio Meteorology. New York: Dover Publication Inc, 7, 14
- Burk S D, Thompson W T. 1997. Mesoscale modeling of summertime refractive conditions in the southern California Bight. J Appl Meteor, 36(1): 22-31
- Cha D H, Wang Y Q. 2013. A dynamical initialization scheme for real-time forecasts of tropical cyclones using the WRF model. Mon Wea Rev, 141(3): 964-986
- Ding J L, Fei J F, Huang X G, et al. 2013. Observational occurrence of tropical cyclone ducts from GPS dropsonde data. J Appl Meteor Climatol, 52(5): 1221-1236
- Fei J F, Ding J L, Huang X G, et al. 2013. Numerical study on the impacts of the bogus data assimilation and sea spray parameterization on typhoon ducts. Acta Meteor Sinica, 27(3): 308-321
- Haack T, Wang C G, Garrett S, et al. 2010. Mesoscale modeling of

- boundary layer refractivity and atmospheric ducting. *J Appl Meteor Climatol*, 49(12): 2437-2457
- Li Q Q, Wang Y Q. 2012. Formation and quasi-periodic behavior of outer spiral rainbands in a numerically simulated tropical cyclone. *J Atmos Sci*, 69(3): 997-1020
- Moon Y, Nolan D S. 2015. Spiral rainbands in a numerical simulation of Hurricane Bill (2009). Part I: Structures and comparisons to observations. *J Atmos Sci*, 72(1): 164-190
- Moon Y, Nolan D S. 2015. Spiral rainbands in a numerical simulation of Hurricane Bill (2009). Part II: Propagation of inner rainbands. *J Atmos Sci*, 72(1): 191-215
- Turton J D, Bennetts D A, Farmer S F G. 1988. An introduction to radio ducting. *Meteor Mag*, 117(1393): 245-254
- Xiao Q N, Zou X L, Wang B. 2000. Initialization and simulation of a landfalling hurricane using a variational bogus data assimilation scheme. *Mon Wea Rev*, 128(7): 2252-2269
- Xu J, Wang Y Q. 2010. Sensitivity of tropical cyclone inner-core size and intensity to the radial distribution of surface entropy flux. *J Atmos Sci*, 67(6): 1831-1852
- Zhao Q Y, Haack T, McLay J, et al. 2016. Ensemble prediction of atmospheric refractivity conditions for EM propagation. *J Appl Meteor Climatol*, 55(10): 2113-2130
- Zou X L, Xiao Q N. 2000. Studies on the initialization and simulation of a mature hurricane using a variational bogus data assimilation scheme. *J Atmos Sci*, 57(6): 836-860