

# 2008 号台风巴威北上登陆后快速减弱原因分析

崔锦<sup>1, 2</sup> 张爱忠<sup>3</sup> 朴贞淑<sup>4</sup> 李得勤<sup>1, 2</sup> 田莉<sup>1, 2</sup> 易雪<sup>1, 2</sup> 焦敏<sup>1, 2</sup>

1. 中国气象局沈阳大气环境研究所, 沈阳 110166;
2. 东北冷涡研究重点开放实验室, 沈阳 110166
3. 民航东北地区空中交通管理局气象中心, 沈阳 110169
4. 大韩民国光州地方气象厅, 光州 61113

**摘要:** 利用非静力中尺度 WRF 模式对 2008 年第 8 号台风巴威北上登陆前后过程进行了数值模拟, 结合观测数据对模拟结果进行了验证, 并利用模拟输出的高分辨率资料, 分析了“巴威”登陆前后的天气环流背景、环境场以及结构特征变化, 研究其登陆后快速减弱衰亡的原因。结果表明:“巴威”受中纬度西风槽前西南气流引导, 登陆前位于高空急流入口区右侧, 高空辐散场有利于台风环流维持, 而北上登陆后干冷空气侵入台风中心和强的环境风垂直切变是其丧失结构特征并迅速减弱的主要原因。登陆后, 台风北侧高空急流减小和高空辐散减弱, 在这种不利的高层环流条件下, 一方面强的环境风垂直切变, 特别是中高层环境风垂直切变加大了高层暖中心的暖空气频散, 使得热量不能集中从而破坏高层暖心结构; 另一方面下沉的冷空气从西北侧低层侵入到台风中心, 破坏了台风垂直结构, 暖心高度降低并向东北倾斜, 台风逐渐失去其结构特征而迅速减弱衰亡。同时登陆后水汽供应不足也不利于台风的维持。

**关键词:** 台风巴威, 登陆, 快速减弱, 数值模拟, 诊断分析

## Analysis on Rapid Weakening of Typhoon Bavi(2008) After Its landfall northward

CUI Jin<sup>1,2</sup> ZhANG Aizhong<sup>3</sup> PARK Jungsuk<sup>4</sup> LI Deqin<sup>1,2</sup> TIAN Li<sup>1,2</sup> YI Xue<sup>1,2</sup> JIAO Min<sup>1,2</sup>

1. Shenyang Institute of Atmospheric Environment, CMA, Shenyang 110166
2. Key Opening Laboratory for Northeast China Cold Vortex Research, Shenyang 110166
3. Meteorological Center of Air Traffic Management Bureau of Civil Aviation Administration in Northeast China, Shenyang 110169
4. Gwangju Regional Office of Meteorology, Gwangju, Korea 61113

**Abstract:** To study the causes for rapid weakening and dissipation of Typhoon Bavi(2008) after its landfall in the north, a numerical simulation was carried out using the non-hydrostatic

**基金项目:** 中国气象局沈阳大气环境研究所和东北冷涡重点开放实验室联合开放基金重点基金项目(2022SYIAEKFD01、2021SYIAEKFD03)、辽宁省气象局核心攻关项目(LNCP202204)、国家重点研发计划项目(2018YFC1506801)共同资助  
**作者简介:** 崔锦, 主要从事数值天气预报业务和研究工作。E-mail: cuijin6666@sina.com

mesoscale model WRF (Weather Research Forecast) , and the simulated results were verified by the observation data. Furthermore, based on the high-resolution simulation results, the changes of the weather circulation background、environmental field and structural characteristics were analyzed before and after the landfall of Bavi. The results indicate that Bavi was guided by the southwest airflow in front of the mid-latitude westerly trough, and was located on the right side of the upper-level jet entrance area before its landfall, the divergence field at upper levels was conducive to maintaining the typhoon circulation, however after its landfall the intrusion of dry and cold air into the center of typhoon and the strong vertical wind shear were the main reasons for its structure features lost and rapid weakening. After landing, the upper-level jet on the north side of typhoon decreased and the upper-level divergence weakened. Under such unfavorable upper-level circulation conditions, on the one hand, the strong vertical wind shear, especially from middle to up levels, increased the dispersion of warm air from the high-level warm core, which made the heat unable to concentrate and destroyed the upper warm core structure. On the other hand, the sinking cold air invaded the center of typhoon from the low level on the northwest side, and the vertical structure of Bavi was destroyed, then the height of warm core decreased and tilted to the northeast, which caused Bavi to dissipate rapidly after gradual loss of its structure feature. At the same time, insufficient water vapor supply after landfall is not conducive to typhoon maintenance.

**Key words:** Typhoon Bavi, landfall, rapid weakening, numerical simulation, diagnostic analysis

## 引言

中国是受台风影响最为严重的国家之一，平均每年登陆我国的台风约有7~8个（陈联寿和丁一汇，1979）。台风带来的强风和强降水往往会造成严重的区域性洪涝，并诱发山洪、泥石流、风暴潮等次生灾害，给社会经济和人民生命财产带来巨大损失。虽然造成的损失主要发生在台风登陆时段，但台风登陆后维持时间长短、强度变化都关系到台风的影响程度、范围及应采取的防御策略。魏娜等（2013）研究指出登陆我国大陆台风的年均维持时间一般为25h，但也存在巨大差异，有的不足6h，有的最长甚至可达数天，因此准确预报台风登陆后的强度变化尤为重要。

影响台风强度变化的原因包括环境气流、下垫面和台风内部结构（胡姝等，2014），陈联寿和孟智勇（2001）进一步指出这些因子包括环境流场、冷空气、急流、西风槽、地形、海温及中尺度环流系统等，且往往是多个因子共同作用的结果。台风登陆后首要影响因素是下垫面特征，下垫面由海洋转换为陆地，因陆面摩擦造成的能量损耗，使得台风总体变化趋

势是衰减的,但也可以通过影响边界层通量变化进而影响台风强度(袁金南等,2005;李英和陈联寿,2005),李英和陈联寿(2005)通过敏感性试验发现饱和湿地的潜热通量和感热通量输送均有利于登陆台风的维持和加强。同时台风登陆位置也会影响台风强度变化,董林和端义宏(2008)在统计分析了58年内经过台湾岛的热带气旋强度变化特征后发现,从东侧登陆台湾岛损失的强度是西侧登陆台风的2倍以上,且从东侧登陆时,其自身强度与过岛时强度变化有明显的统计关系,登陆台风越强,登陆过程中损失的气压或者风速越大,而西侧则没有明显的统计特征。台风结构的非对称变化(周玲丽等,2011;胡姝等,2013;孙力等,2015)同样会影响登陆台风的强度变化。除受登陆台风自身强度、登陆位置和季节影响外,登陆台风强度变化还与大尺度环流有关,李英等(2004)研究了登陆热带气旋长久维持与迅速消亡的大尺度环流特征,发现与其移动趋势、水汽通道的链接、斜压锋区的关系和高空流出气流密切相关;文永仁等(2014)指出冷空气入侵和加大的环境风垂直切变是强台风菲特登陆后迅速衰亡的原因;颜玲等(2017)发现充足的水汽输送和弱环境风垂直切变有利于台风麦德姆登陆后强度维持而不衰减。上述研究表明,影响台风登陆后变化的因子十分复杂。东北地区位于我国的中高纬度,虽然受登陆台风影响远不及东南沿海地区频繁,但登陆台风也常会给东北地区带来狂风暴雨,造成严重的洪涝灾害,所以已有研究多集中在台风暴雨方面(任丽等,2013;孙力等,2015;王承伟等,2017),而对北上台风登陆后的强度变化研究不足,因此,对登陆台风的发展变化和影响预报仍然存在一定的偏差。

2008号台风巴威以台风强度登陆朝鲜,如果直接登陆辽宁将成为1949年以来登陆辽宁最强台风,因此根据前期“巴威”强度和移动方向,辽宁大连于2020年8月26日20时首次发布台风红色预警信号,但“巴威”在朝鲜登陆后快速减弱,仅8.5h就减弱为热带低压,除辽东半岛出现大到暴雨,局部大暴雨外,受台风巴威影响东北地区出现的风雨实况比预报明显偏弱。本文利用非静力中尺度模式WRF对台风巴威登陆前后的强度变化进行了数值模拟,重点分析“巴威”登陆后迅速减弱衰亡的原因,希望为预报此类台风登陆后的强度变化提供一定参考依据。

## 1、台风巴威概况

2020年第8号台风巴威于8月22日08时(北京时,下同)在台湾以东洋面生成,之后向偏北方向移动,25日11时在东海加强为强台风级,之后略有增强,最强时中心附近最大风力达14级( $45\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ),27日凌晨在黄海北部海面强度缓慢减弱,27日08时30分前后以台风级别在中朝交界附近的朝鲜平安北道沿海登陆,登陆时中心最大风力12级( $35\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ),中心最低气压970hPa,10时减弱为强热带风暴,最大风力10级( $28\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ),11时以强热带风暴级别进入我国辽宁省丹东市境内,强度继续减弱,14时进入吉林省,17时在吉林省辽源市境内减弱为热带低压,20时停止编号。可见,台风巴威生命史较长,从生成到登陆长达6天,在海上长时间维持强台风级别,维持时间达41h,特别是26日上午进入黄海后,仍能在北方海域维持强台风级长达20h,直至登陆前才有所减弱,并以台风级别登陆,登陆后仅维持约12h,其间由台风减弱为热低压仅用8h(27日09-17时),远低于登陆台风平均维持时间(魏娜等,2013),因此将这一时段作为分析“巴威”登陆后快速减弱阶段。

## 2、数值模拟方案及结果验证

本研究采用NCEP/NCAR提供的空间分辨率为 $0.25^\circ\times 0.25^\circ$ ,时间间隔为6h的FNL再分析资料作为初始场和边界条件,利用非静力中尺度数值模式Weather Research Forecast System(WRF)V4.1.1对台风巴威在朝鲜半岛登陆前后过程进行数值模拟。模拟采用二重双向嵌套网格,水平范围以 $42^\circ\text{N}$ 、 $116^\circ\text{E}$ 为中心,粗网格格距为9km,网格数为 $641\times 571$ ,细网格格距为3km,网格数为 $691\times 682$ ,垂直方向50层,模式顶气压为10hPa,模式初始时刻为8月26日20时,积分36h至28日08时。模式采用的相关参数化方案包括:WSM5微物理方案,RRTM长波辐射方案和Dudhia短波辐射方案,Noah陆面过程方案,YSU边界

层参数化方案，积云对流参数化 9km 采用 Grell 3D 方案，3km 网格关闭积云参数化方案。实况降水资料采用国家气象业务内网提供的基于地面-卫星-雷达三源融合的 CMPAS 中国逐小时降水实时融合产品（网格距  $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$ ），台风路径、中心气压以及最大风速资料来源于中央气象台实时业务资料和 CMA 热带气旋最佳路径数据集(tcdata.typhoon.org.cn; Lu et al, 2021)。

采用最内层模拟区域（水平分辨率 3km）的模拟结果与实况资料进行对比，用来验证模拟效果。从台风移动路径对比来看（图 1），台风登陆前后，模拟的台风路径走向和中心位置均与实况拟合较好，两者都是向北略偏东方向移动，特别是在 27 日 08—09 时，台风在朝鲜登陆前后快速北上、登陆时间和地点，以及在黑龙江减弱为热低压后的向西转向都与实况基本一致。

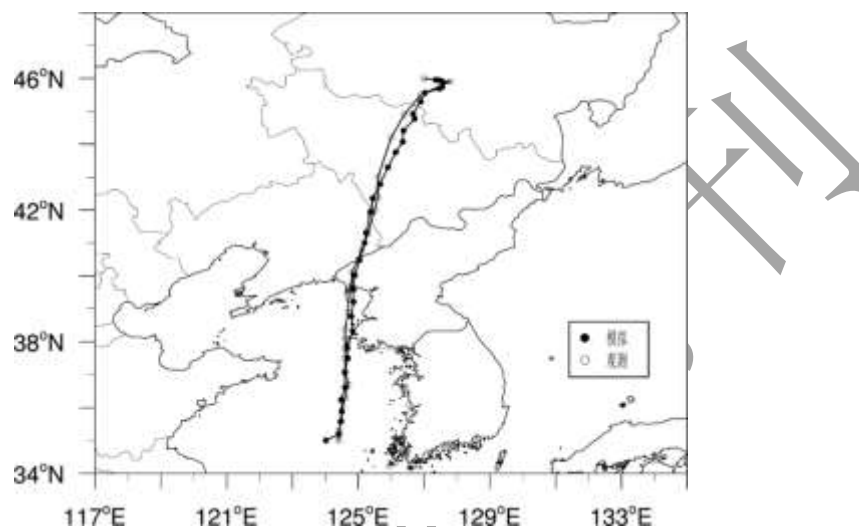


图 1 2020 年 8 月 26 日 20 时至 28 日 05 时模拟与实况的台风巴威移动路径

Fig.1 Simulated and real path of Typhoon Bavi from 20:00 BT 26 to 05:00 BT 28 August 2020

一般使用台风中心最低气压和台风中心附近最大风速来表征台风强度变化。图 2 分别给出了模拟与 CMA 热带气旋最佳路径集的台风中心气压和中心附近最大风速的变化趋势对比情况（间隔 6h），模式均较好地再现了“巴威”北移过程中登陆前后迅速减弱的整体变化趋势。模拟的台风中心最低海平面气压比实况整体偏小，登陆前偏差略偏大，登陆后模拟强度接近实况。模拟的台风中心附近最大风速减弱变化趋势也与实况基本一致，模拟最大风速比实况偏大，台风登陆前两者最大偏差均未超过  $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，登陆后最大风速接近实况，偏差未超过  $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。可见，模式对台风巴威强度变化的模拟是比较成功的。

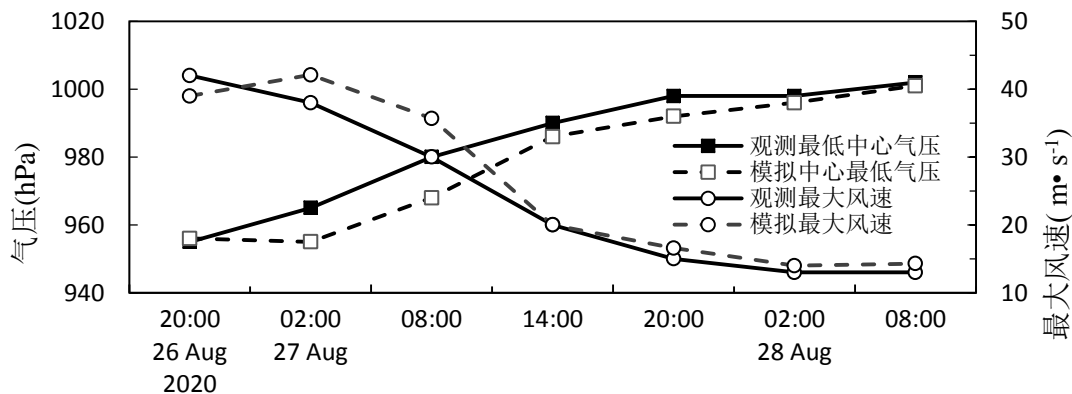


图2 “巴威”台风中心最低气压和最大风速的实况与模拟结果

Fig.2 Real and simulated results of central minimum pressure and maximum wind speed of Typhoon Bavi

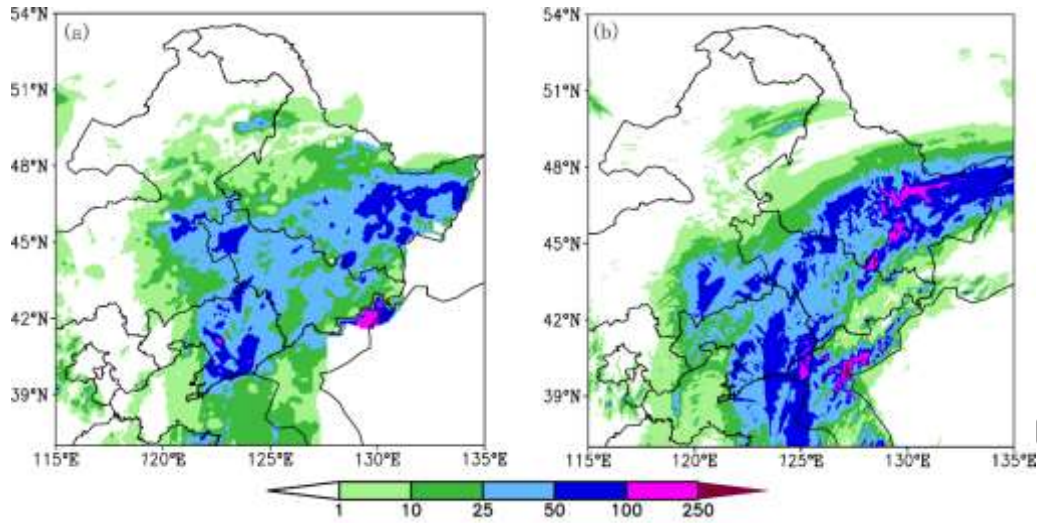


图3 台风巴威2020年8月26日20时至28日08时36h累计降水量的

(a) 实况和 (b) 模拟结果

Fig.3 (a) Observed, and (b) simulated 36h accumulated precipitation (shaded) from 20:00 BT 26 to 08:00 BT 28 August 2020 of Typhoon Bavi

受台风巴威影响,26日20时至28日08时中国东北地区出现明显降水,降水落区主体呈东北—西南走向,其中辽宁南部、北部、吉林西部和黑龙江东北部出现暴雨,特别是辽宁南部和黑龙江东北部的部分地区还出现了100mm以上的大暴雨(图3a)。模拟结果(图3b)与之对比发现,雨带整体落区、范围、强度以及降水中心位置、强度与实况较为一致,雨带整体呈东北—西南走向,暴雨区主要位于辽宁南部以及黑龙江东北部,只是模拟的降水分布比实况出现更多的强降水中心,暴雨区范围更大一些。已有研究(盛春岩等,2006;文映方等,2016;卢萍,2021)发现提高模式水平分辨率,对降水模拟结果的影响表现为强降水中心增多和强度增大,并有利于提高强降水评分。所以上述模拟结果可能与模式分辨率较高,以及降水实况资料缺少中国以外区域,特别是台风登陆朝鲜区域的强降水实况有关。

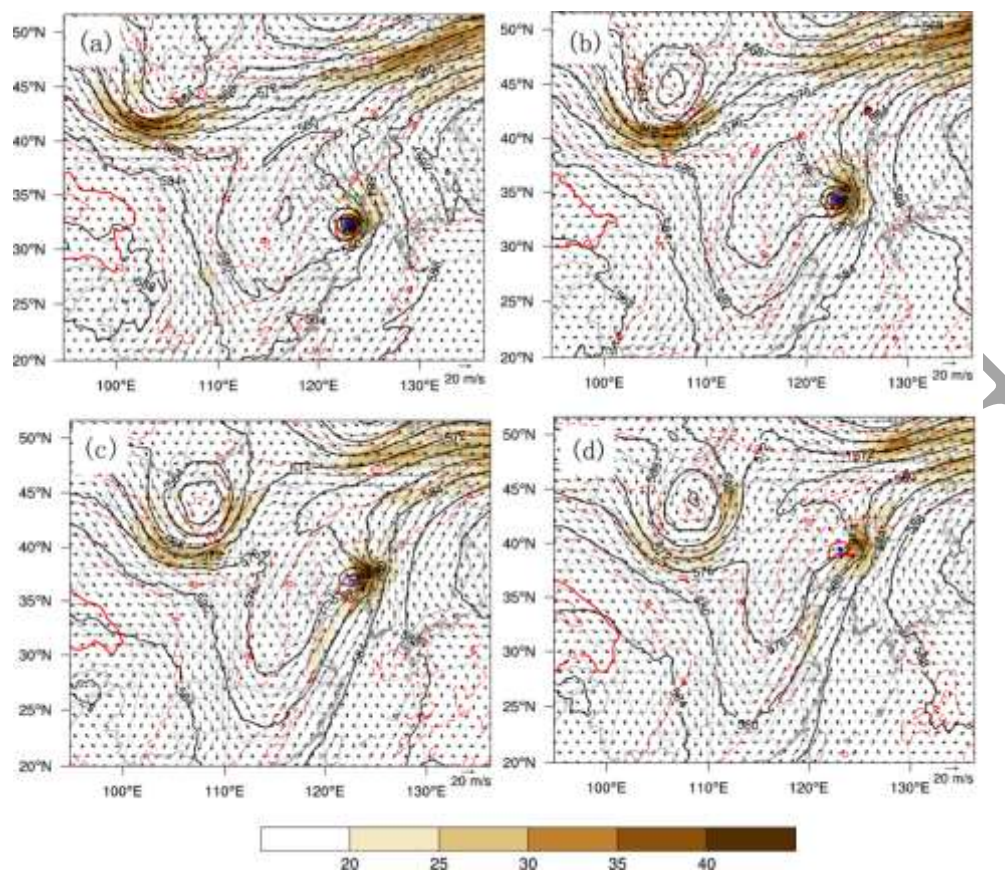
综上所述,此次模拟比较成功地再现了台风巴威路径、强度和降水的演变特征,基本上能够反映出台风登陆前后的强度和路径变化以及对东北地区的影响。因此,可以利用数值模式输出的高分辨率资料,对台风巴威登陆后迅速减弱的变化特征进行深入分析研究。

### 3、天气环流背景分析

#### 3.1 500hPa 形势

从台风巴威登陆前后的500hPa环流形势图上来看,登陆前12h(图4a)我国东部大陆受深厚的西风槽控制,西太平洋副热带高压(以下简称副高)588dagpm线位于130°E,贝加尔湖以南外蒙古上空存在一个高空槽,“巴威”位于西风槽和副高之间,受副高西侧偏南气流引导向北移动,台风外围风场大于 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的风速大值区出现非对称分布趋势,主要集中在台风中心东侧的第一和第四象限,同时台风西部外围环流有弱冷空气流入。至登陆前6h(图4b),外蒙古上空的高空槽加强为冷涡并向东南方向移动,冷涡底部下滑的冷空气使得高空槽加深并缓慢东移,副高随之减弱东退,“巴威”继续北上,大风速区在第一象限进一

步加强；之后副高和高压槽维持稳定少动。至 27 日 09 时（图 4c），“巴威”北上至朝鲜登陆，涡旋环流减弱，暖中心较环流中心略偏南，台风中心风场不对称分布更加明显，大风速区仍以第一象限为主，槽前西南风加大，台风西部持续有冷空气流入；之后“巴威”在高空槽前西南气流引导下经过辽宁东南部继续移向东北，强度逐渐减弱，至 27 日 15 时涡旋环流消失，随后并入高空槽。



注：台风符号表示 TC 中心，下同。

图 4 WRF 模式 9km 分辨率下 2020 年 8 月 (a) 26 日 21 时, (b) 27 日 04 时, (c) 27 日 09 时, (d) 27 日 18 时 500hPa 位势高度 (黑色等值线, 单位: dagpm)、温度 (红等值线, 单位:  $^{\circ}\text{C}$ )、风场 (风矢) 和急流 (阴影,  $\geq 20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ )

Fig.4 The 500-hPa geopotential height (black line, units: dagpm), temperature (red line, unit:  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ), wind field (vector) and jet stream (shaded,  $\geq 20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) at (a) 21:00 BT 26, (b) 04:00 BT 27, (c) 09:00 BT 27, (d) 18:00 BT 27 August 2020

### 3.2 200hPa 形势

高空流出气流是环境流场影响台风强度的一个重要方面，而高空急流有利于台风上空气流流出，形成强的流出辐散场，进而通过二级环流的抽吸作用加强低空的垂直运动，同时加强低空辐合作用，有利于台风低压系统在陆上的维持和发展(李英等, 2004; 余贞寿等, 2007; 于玉斌等, 2008; 颜玲等, 2017)。图 5 给出了台风巴威登陆前后 200hPa 的形势场。从图中可以看出，“巴威”在登陆前后处于经向梯度较大的高空槽前，槽前偏北侧有纬向西风高空急流配合 (阴影区)，“巴威”位于急流入口区的南侧，同时急流入口区南侧有辐散区。登陆前 12h (图 5a)，“巴威”的闭合环流位于副高与西风槽间，与北侧的急流相距较远，辐散场有三个集中区，一个位于急流内的南侧，与急流分布类似呈狭长带状分布，另一个环绕在台

风中心周围，最后一个辐散区位于前两个之间偏向台风北部一侧，且强度最大。至登陆前 5h (图 5b)，随着高空槽缓慢东移，1252dagpm 线东缩，“巴威”北上过程中本体环流减弱并入高空槽前，并向北侧高空急流靠近，台风中心仍环绕着辐散场，但偏北侧强度更强，同时急流南侧的辐散场也有所增强。在“巴威”登陆时 (图 5c) 1252dagpm 线明显西进，“巴威”已经完全并入高空槽，环绕在“巴威”中心附近的辐散场开始减弱，“巴威”外围北侧的辐散场强度达到最大，之后 1252dagpm 线逐渐西伸，副高有所增强，高空槽稳定少动，“巴威”沿高压边缘东北上，中心区域辐散场继续减弱。至登陆后 9h (图 5d)，北侧急流范围明显减小，同时急流南侧的辐散场强度减弱，“巴威”减弱为热带低压，与东北部的强辐散场有一定距离。可见“巴威”登陆前与高空槽前北侧高空急流相互作用时，位于急流入口区右侧，环绕在台风周围的高空辐散场有利于台风环流的维持，而登陆后北侧急流减小和高空辐散的快速减弱，“巴威”失去有利的高层环流条件，从而加速减弱。

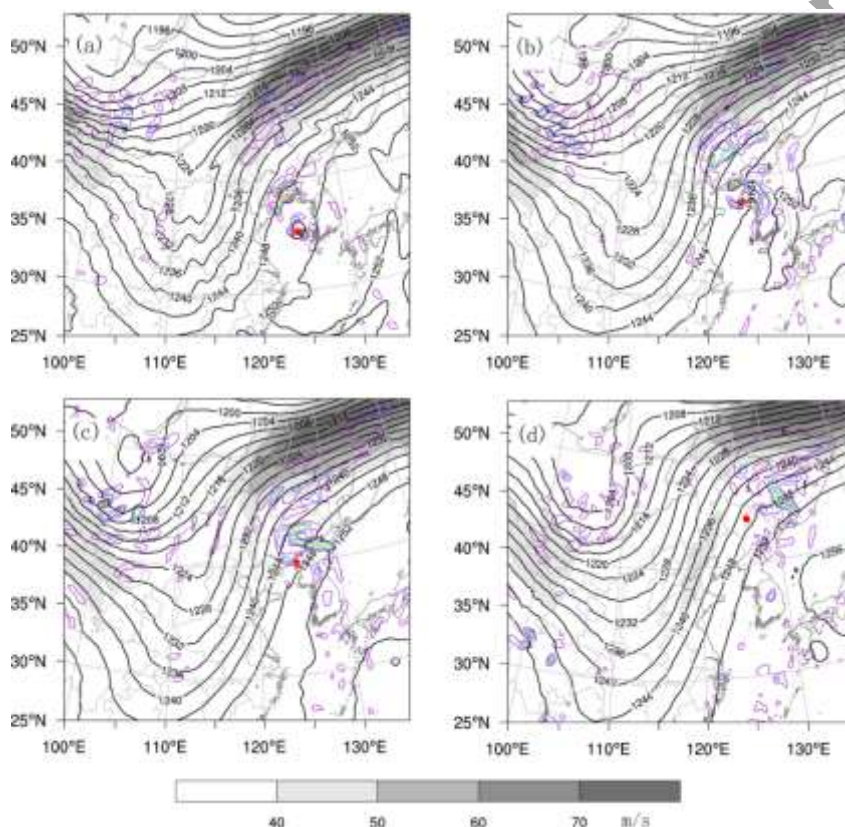


图 5 WRF 模式 9km 分辨率下 2020 年 8 月 (a) 26 日 21 时, (b) 27 日 04 时, (c) 27 日 09 时, (d) 27 日 18 时 200hPa 位势高度 (黑色等值线, 单位: dagpm)、散度场 (彩色等值线,  $\geq 5 \times 10^{-5} s^{-1}$ , 间隔:  $5 \times 10^{-5} s^{-1}$ ) 和急流 (阴影,  $\geq 40 m \cdot s^{-1}$ )

Fig.5 The 200-hPa geopotential height (solid black line, units: dagpm), divergence (solid color line, greater than or equal to  $5 \times 10^{-5} s^{-1}$  with interval  $5 \times 10^{-5} s^{-1}$ ), and jet (shaded,  $\geq 40 m \cdot s^{-1}$ ) at 9km resolution at (a) 21:00 BT 26, (b) 04:00 BT 27, (c) 09:00 BT 27, (d) 18:00 BT 27 August 2020

#### 4 台风巴威登陆前后的环境场分析

#### 4.1 冷平流

强冷空气入侵能阻断对流潜热能源，抑制对流发展，破坏台风的暖心结构，导致台风减弱、消亡（陈联寿和丁一汇，1979；陆佳麟和郭品文，2012；吴雪和端义宏，2013）。从高空各层位势高度场和温度场上（图6）可见，“巴威”登陆前后有明显冷空气从西北侧向台风区域侵入。登陆前12h（图6a、6d、6g），对流层中高层500~300hPa高度场上存在深厚的高空槽，“巴威”位于槽前，伴有明显的暖心结构，槽后冷平流将位于高空槽西北部的冷空气向南输送，但与台风中心有一定距离，850hPa高度场上由西北侧南下的冷空气已经开始侵入台风外围（图6g），暖中心仅限于台风中心区域。“巴威”沿着槽前西南气流北上登陆，27日09时对流层中高层高空槽加深缓慢东移（图6b、6e），其西北侧出现闭合冷低压中心，冷空气加强，台风环流和暖中心明显减弱，850hPa（图6h）增强的冷空气源源不断地从西北侧向台风环流输入，台风的暖心结构受到破坏而迅速减弱，且仅在中心维持着极弱的暖心。之后“巴威”继续沿着高空槽前西南气流快速移向东北方向上，至21时即登陆后8h，300hPa（图6c）和500hPa（图6f）位势高度场上，高空槽强度和位置变化不大，其西北侧的冷低压强度有所减弱，“巴威”并入高空槽后闭合环流减弱消失，仅在500hPa温度场上还可见弱暖心中心，850hPa高度场上闭合环流明显减弱，冷空气主要从西北侧进入环流内部，彻底破坏了“巴威”的暖心结构。可见台风巴威登陆北上过程中，正是高空槽后西北侧加强的冷低压内不断南下的冷空气下沉，在低层从西北侧逐渐侵入台风中心，破坏台风的暖心结构，加速其减弱。

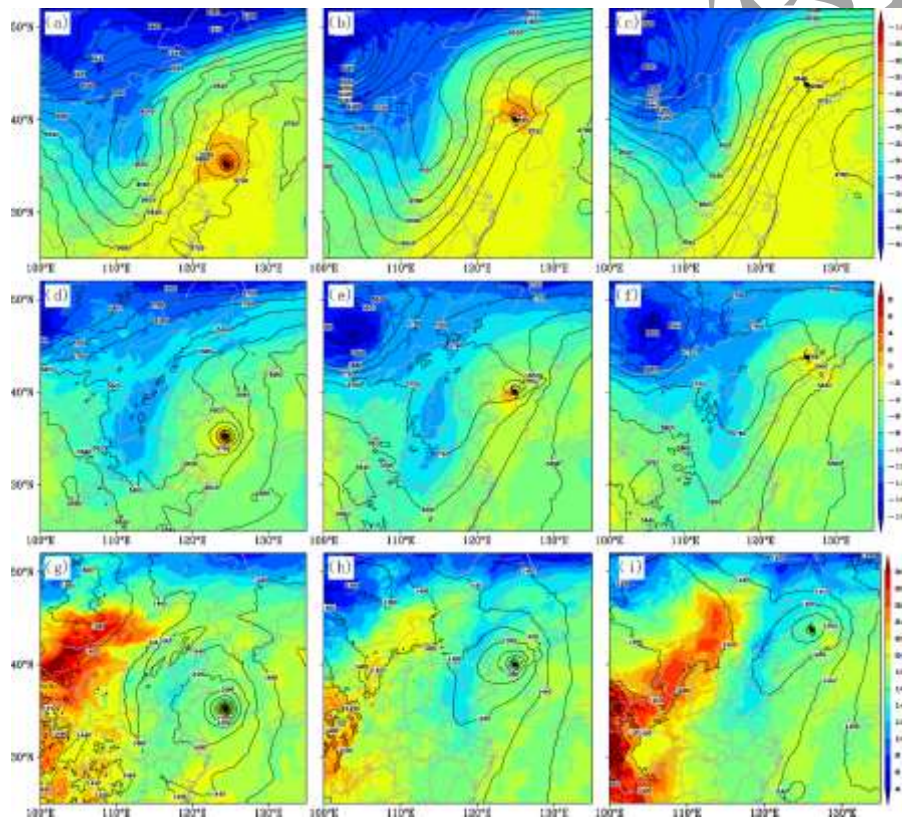


图6 WRF模式9km分辨率下2020年8月(a, d, g)26日21时,(b, e, h)27日09时,(c, f, i)27日17时

(a, b, c) 300hPa、(d, e, f) 500hPa、(g, h, i) 850hPa位势高度(黑色等值线, 单位: dagpm)和温度场(填色, 单位: °C)

Fig.6 Geopotential height (solid black line, unit: dagpm) and temperature field(shaded, unit: °C)



of 9km resolution simulation at (a, b, c) 300 hPa, (d, e, f) 500hPa and (g, h, i) 850hPa at  
(a, d, g) 21:00 BT 26, (b, e, h) 09:00 BT 27 and (c, f, i) 17:00 BT 27 August 2020

## 4.2 环境风垂直切变

水平风垂直切变 (VWS) 是台风所处大尺度环境场中水平风随高度的变化, 是环境流场影响台风强度变化的一个重要动力学因子。在高低层环境风存在较大差异的情况下, 高层的暖湿空气在环境风作用下将会逐渐偏离低层系统中心 (Gray, 1967, 1968), 引起对流的非对称发展, 从而导致系统原本垂直和轴对称的平衡结构被破坏, 阻碍台风的发展 (Jones, 1995)。一般认为, 强垂直风切变湍流扩散显著, 热量不能在对流层上层集中, 对台风具有抑制作用; 而弱的垂直风切变, 由凝结潜热释放的热量始终加热同一气柱, 可加速台风暖心结构的生成, 有利于台风的生成和发展 (Corbosiero and Molinari, 2002; 白莉娜等, 2010; 陈启智, 2012)。不少研究指出抑制台风发展的垂直风切变存在一个临界阈值, 尽管国内外研究结果略有差异, 但西北太平洋上的临界风速切变基本介于  $8\sim 11 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  (Frank and Ritchie, 1998; 白莉娜和王元, 2013; 徐明等, 2009)。

目前普遍采用 200hPa 和 850hPa 这两层的区域平均水平风场矢量差作为环境风垂直切变 (白莉娜和王元, 2013; 颜玲等, 2017)。本文以台风所在位置为中心, 计算  $10^\circ\times 10^\circ$  正方形网格区域内 200hPa 和 850hPa 环境风垂直切变作为整层全风速垂直切变; 并分别计算中低层 (850~500hPa) 和中高层 (500~200hPa) 的环境风垂直切变情况。图 7 分别为三个不同层次环境风垂直切变和台风中心海平面气压随时间的演变。由图可见, 整层的垂直切变变化幅度最大, 并且与中心气压变化趋势基本一致: 减弱初期即 27 日 02 时之前, 高低层环境风垂直切变维持在  $9\sim 10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , “巴威” 强度变化不大, 对台风的影响存在一定的滞后; 临近登陆时, 随着环境风垂直切变的快速增大, 台风强度相应迅速减弱, 27 日 08 时风切变增大至  $16 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , 台风中心强度急剧减弱, 这与 Frank and Ritchie (2001) 在模拟不同风速垂直切变时发现风速垂直切变达到  $15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  时台风立即减弱的研究结论一致。“巴威” 登陆前后的几个小时内强度减弱速率达到最大, 之后随着垂直切变增大速度的放缓, “巴威” 减弱幅度也相应变小。对比另外两个层次的环境风垂直切变变化情况, 850~500hPa 和 500~200hPa 的环境风垂直切变相对较小。在台风登陆前, 中低层的垂直切变明显高于中高层, 并且与整层环境风垂直切变随时间变化趋势一致而中高层的垂直切变随时间变化不大, 基本维持在  $4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  左右。09 时 “巴威” 登陆后, 中高层垂直切变迅速增大, 变化趋势与整层环境风垂直切变一致; 而中低层则呈现先缓慢减小再缓慢增大的变化趋势, 整体变化幅度不大。

上述分析表明整层环境风垂直切变与台风强度变化密切相关, 在超过  $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  后抑制台风发展, 并且增大速率与台风强度减弱程度相关, 但在 “巴威” 登陆前后, 环境风垂直切变的结构并不完全相同, 登陆前以强中低层垂直切变为主, 且在达到  $7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  后台风快速减弱, 而登陆后中高层环境风垂直切变对台风的发展起到更显著的抑制作用。“巴威” 登陆后高空辐散明显减弱, 且中高层长时间维持在强环境风垂直切变条件下, 水平平流加强了上层暖空气频散, 导致热量无法集中进而破坏台风高层暖心垂直结构并发生倾斜, 对流高度降低, 最终加速台风减弱。因此可见, 强环境风垂直切变是 “巴威” 强度减弱的另一个重要原因。

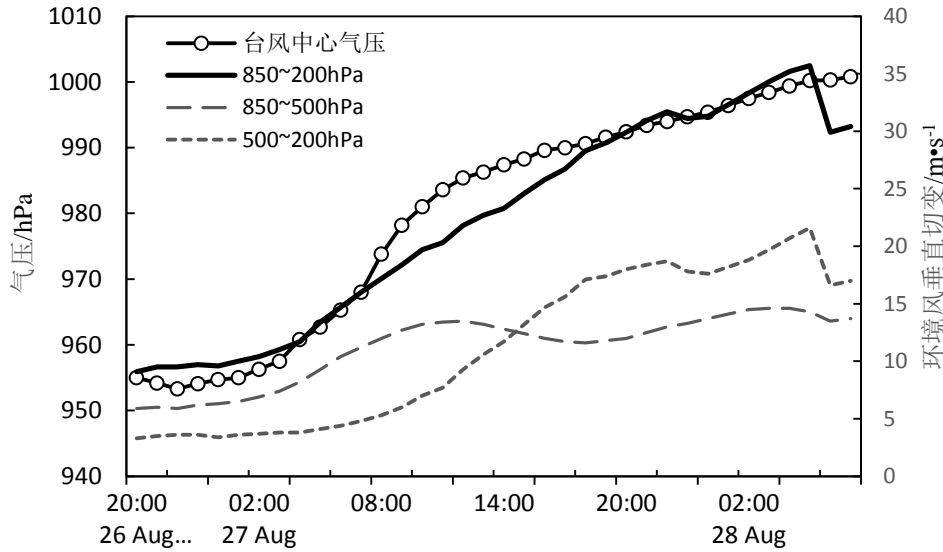


图7 WRF 模式 3km 分辨率下台风巴威中心最低海平面气压和台风周围  $10^{\circ}\times 10^{\circ}$  范围内环境风垂直切变的时间演变

Fig.7 Time series of 3km simulated minimum central air pressure and ambient vertical wind shear around Typhoon Bavi in the range of  $10^{\circ}\times 10^{\circ}$

### 4.3 水汽输送特征

台风登陆前后，下垫面由海洋转为陆地，能否持续获得水汽供应会影响其登陆后强度减弱的程度。图 8a 可以看出，“巴威”登陆前 900hPa 水汽有两个主要来源，一个是来自南海和副高南部的两支汇合偏南气流向台风不断输送水汽，另一个是来源于台风环流自身，而“巴威”登陆后（图 8b）受下垫面变化影响自身携带水汽明显减少，尽管来自南海和副高南部的的水汽输送带仍维持，但水汽补充不足加速了台风登陆后强度的减弱。

为了进一步诊断“巴威”登陆前后水汽收支，图 9 分别给出了台风区域 4 个侧边界和总的水汽通量不同高度层（1000~200hPa）及垂直积分后总水汽通量的时间演变，这里水汽通量为  $Vq/g$ ，其中  $q$  为比湿， $V$  为风矢量，流入台风区域为正，反之流出为负。由图可见，台风从西边界和南边界获取水汽供应。登陆前在西边界的对流层低层和高层以及南边界的对流层中低层均有明显的水汽输入，南边界（图 9c）位于 650hPa 附近的强中心一直维持到登陆前 4 个小时，之后开始逐渐减小，而西边界（图 9a）随着台风趋近登陆，低层水汽输入逐渐增加，登陆后至变性前在 850~700hPa 出现一个强水汽通量中心。东边界（图 9b）和北边界（图 9d）均在对流层中低层有强水汽流出，且登陆后低层负水汽通量明显增加。从 4 个边界总和（图 9e）的水汽通量不同高度时间演变来看，在“巴威”趋近大陆的过程中，正水汽通量带随着时间变化逐渐变窄，说明台风从侧边界获取的水汽流入快速减少。尽管西边界和南边界持续有水汽流入，但“巴威”登陆后从东边界和北边界剧增的水汽流出，使得总水汽通量由流入（正）转为流出（负）（图 9f），水汽供应不足加速了其快速减弱变性。

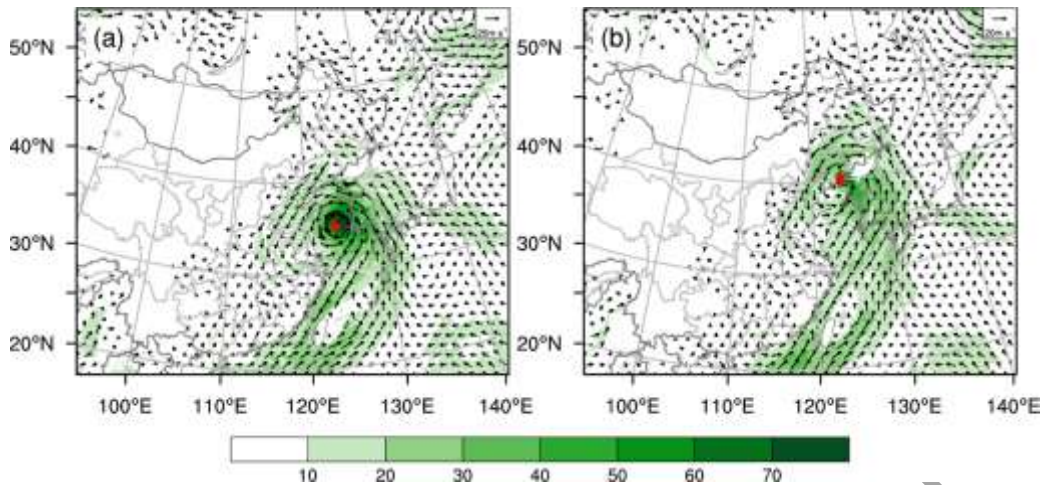


图8 WRF 模式 9km 分辨率下 2020 年 8 月 (a) 26 日 21 时, (b) 27 日 09 时 900hPa 风场 (风矢) 和水汽输送通量 (填色, 单位:  $\text{g}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ )

Fig.8 The 900-hPa wind field (arrow) and moisture flux (shaded, unit:  $\text{g}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ ) at 9km resolution at (a) 21:00 BT 26 and (b) 09:00 BT 27 August 2020

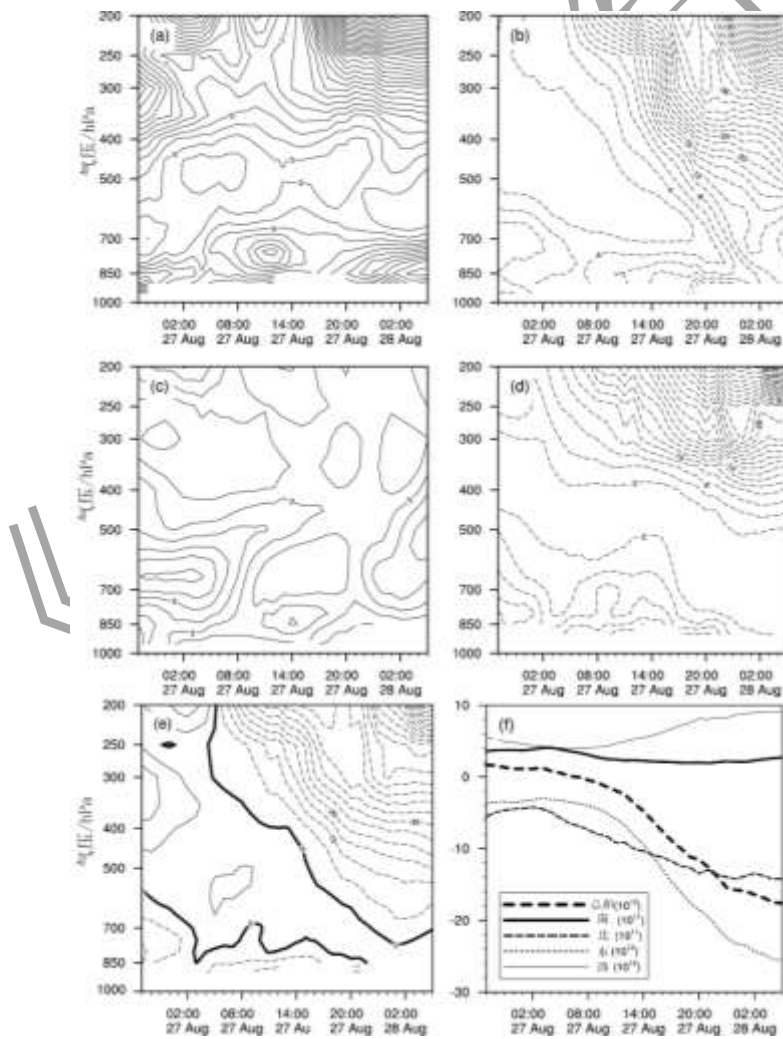


图9 WRF 模式 3km 分辨率下 2020 年 8 月 26 日 21 时至 28 日 05 时台风周围  $10^\circ \times 10^\circ$  范围内 (a) 西边

界，(b) 东边界，(c) 南边界，(d) 北边界和 (e) 4 个边界总水汽通量 (单位:  $1 \times 10^8 \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ ) 及 (f) 各侧边界水汽通量随时间演变 (单位:  $\text{g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ )

Fig.9 3km simulated vertical distribution of moisture fluxes at (a) the western, (b) the eastern, (c) the southern, (d) the northern lateral boundary and (e) total of four lateral boundaries (unit:  $1 \times 10^8 \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ ), and (f) time series of the whole layer at every lateral boundary (unit:  $\text{g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ ) around TC region during 21:00 BT 26 to 05:00 BT 28 August 2020

## 5 台风巴威登陆前后的结构变化

为了进一步分析冷空气作用下台风温度场的结构变化，图 10 给出了温度纬向距平后过“巴威”中心的纬向垂直剖面。26 日 21 时“巴威”具有上下贯通的暖心结构，基本上呈东西向对称分布，台风西侧明显偏冷，强冷中心位于对流层中高层的 500~300hPa，同时一条冷舌从中心伸出向靠近台风方向的低层伸展，冷空气在低层下沉并向东倾斜，在底层堆积，逐渐向东侵入台风外围，台风中心出现弱降温 (图 10a)。27 日 09 时登陆后 (图 10b)，西侧由高层冷中心下沉的冷空气明显加强，在冷平流作用下，低层冷空气已经侵入“巴威”中心，甚至出现一个弱冷中心，温度距平接近  $-4^\circ\text{C}$ ，高层暖心高度降低、强度迅速减弱，并向东倾斜，台风暖心垂直结构受到破坏，高低层出现倾斜。至 27 日 17 时，持续的冷平流作用下，低层“巴威”中心及其东西两侧的冷中心强度进一步加强，中高层向东倾斜加剧，转变为温带斜压性结构，表明在冷空气侵袭之下，台风快速减弱变性。

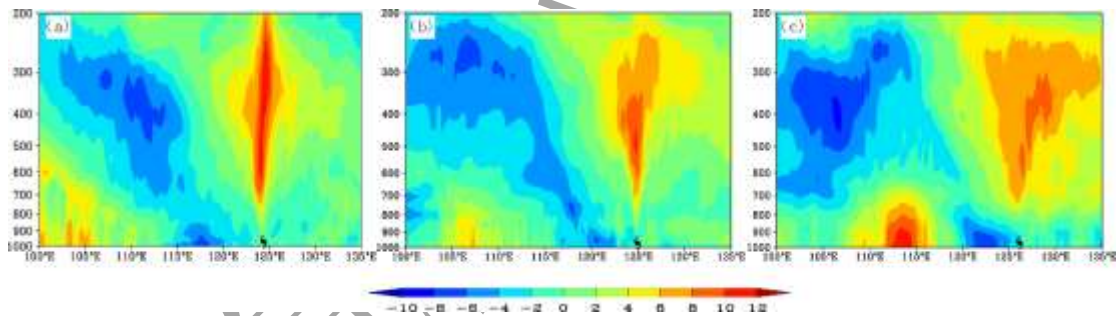


图 10 WRF 模式 9km 分辨率下 2020 年 8 月 (a) 26 日 21 时，(b) 27 日 09 时，(c) 27 日 17 时下过台风中心温度纬向距平的垂直剖面 (单位:  $^\circ\text{C}$ )

Fig.10 9km simulated latitude–pressure cross sections of temperature anomalies (units:  $^\circ\text{C}$ ) along the typhoon center at (a)21:00 BT 26, (b) 09:00 BT 27, (c) 17:00 BT 27 August 2020

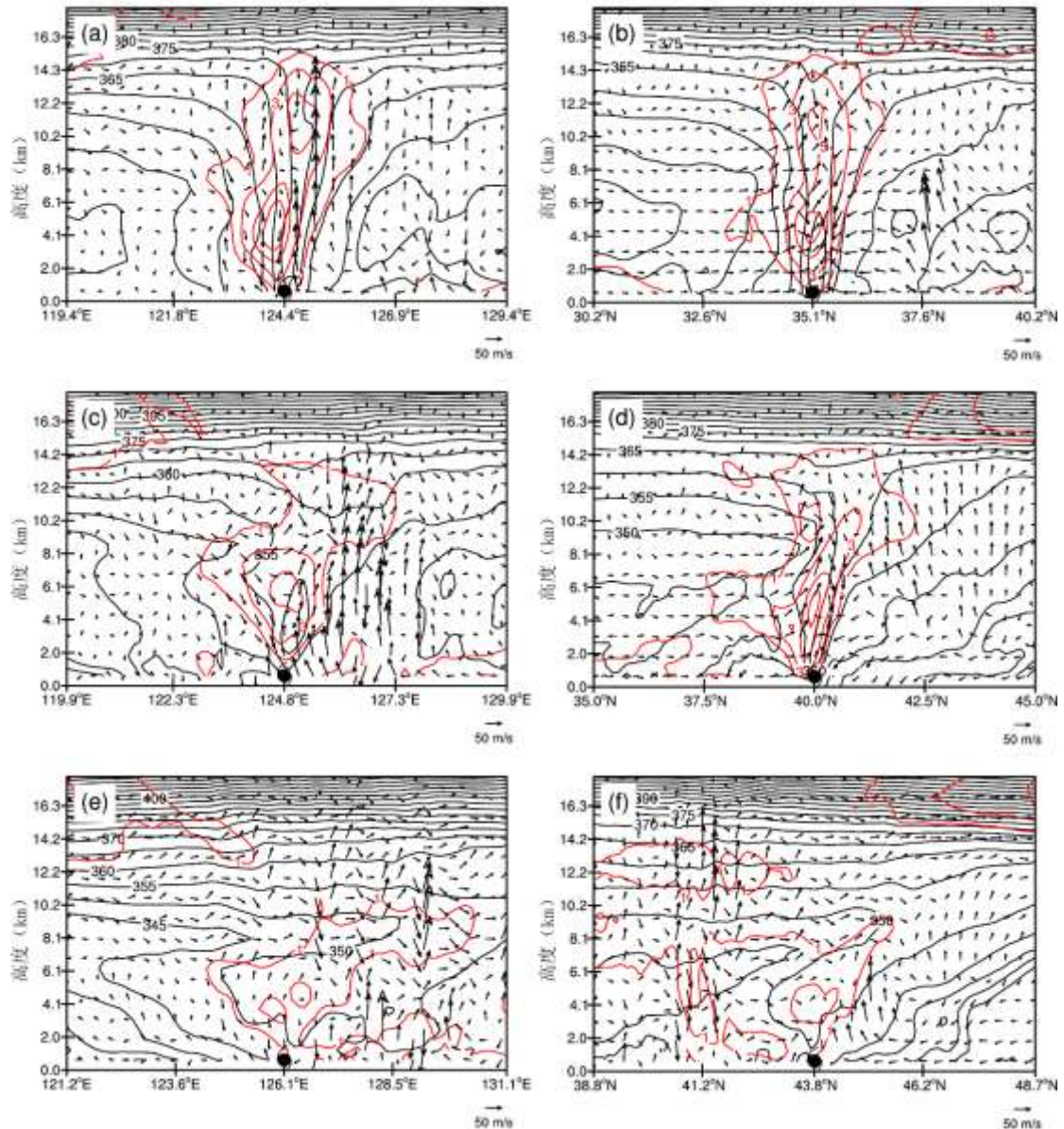


图 11 WRF 模式 3km 分辨率下 2020 年 8 月 (a, b) 26 日 21 时, (c, d) 27 日 09 时, (e, f) 27 日 17 时过台风中心相当位温 (黑色等值线, 单位: K)、温度偏差 (红色等值线, 单位:  $^{\circ}\text{C}$ ) 和垂直环流 (水平风  $u$  或  $v$ ,  $w \times 100$ , 单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) 的 (a, c, e) 纬向和 (b, d, f) 经向垂直剖面

Fig. 11 (a, c, e) Zonal and (b, d, f) meridional vertical sections of equivalent potential temperature (black solid line, unit: K), temperature anomaly (red solid line, unit:  $^{\circ}\text{C}$ ) and vertical circulation (horizontal wind  $u$  or  $v$ ,  $w \times 100$ , unit:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) across the typhoon center at 3km resolution at (a, b) 21:00 BT 26, (c, d) 09:00 BT 27, (e, f) 17:00 BT 27 August 2020

从台风巴威登陆前后的环境条件来看, 冷空气入侵和强的环境风垂直切变, 以及水汽供应不足都不利于台风登陆后的维持, 下面过台风中心分别做东西向和南北向垂直剖面, 进一步分析“巴威”登陆前后的热力结构特征。

图 11 给出过台风中心相当位温、垂直环流及温度偏差的经向和纬向剖面。26 日 21 时, 登陆前 12h 台风中心有下沉气流, 对流层高层有相当位温向下伸展的暖舌, 说明有大的相当位温下传, 南北向和东西向都有垂直暖心结构, 并且暖心比较强, 达到 15km 左右, 高层和中低层分别对应两个暖中心, 而中低层的暖心更强, 南北向基本维持对称的暖心结构 (图

11b), 但东西向高层暖心略向东倾斜(图 11a)。从环流来看, 暖心两侧等相当位温陡立密集区对应上升运动, 并有明显的次级环流存在, 但东侧上升运动明显强于西侧, 同时台风外围西侧、北侧 4~10km 高度之间有下沉气流, 伴有干冷空气下沉并侵入台风外围, 台风在纬向开始表现出非对称结构特征。随着台风北上, 27 日 09 时登陆后, (图 11c、11d) 在环境风垂直切变影响下台风垂直结构倾斜度加大, 等相当位温出现不对称, 并在高层向东北方向倾斜, 南北和东西方向暖心高度均降低, 且高层暖心消失, 虽然中低层位于 8km 以下的暖心仍有闭合高相当位温等值线, 但强度有所减弱, 同时范围略向南扩展。台风中心东侧仍有较强的上升运动, 而西侧和北侧中低层则以下沉气流为主, 西北气流携带的干冷空气由中层下沉至低层侵入台风中心, 加速台风减弱。至 27 日 17 时(图 11e、11f), 高层暖心和次级环流消失, 台风失去典型结构特征, 台风中心西侧仍有弱下沉气流, 北侧中低层相当位温梯度有所加大。

## 6 结论

应用中尺度数值模式对 2008 号台风巴威在朝鲜登陆后北上减弱衰亡过程进行了数值模拟, 并利用模拟资料, 对其登陆前后的天气环流、环境场和结构特征进行了分析, 得到以下结论。

(1) 通过实况资料验证, 模拟结果较好地再现了“巴威”在朝鲜登陆前后的发展变化特征, 模拟的台风路径、中心气压和最大风速都与实况非常接近, 除强降水中心略偏大外, 对降水的模拟整体把握较好。

(2) “巴威”移动受中纬度西风槽前西南气流引导, 登陆前与高空槽前北侧高空急流相互作用时, “巴威”位于急流入口区右侧, 环绕在其周围的高空辐散场有利于台风环流的维持, 而登陆后北侧急流减小和高空辐散的快速减弱, “巴威”失去有利的高层环流条件加速减弱消亡。

(3) 在台风巴威登陆北上过程中, 干冷空气侵入台风中心和强的环境风垂直切变是其丧失结构并迅速减弱的主要原因。一方面下沉的冷空气在低层从西北侧侵入台风中心, 破坏台风垂直的暖心结构, 发展高度降低并向东北倾斜, 阻碍低层热量向上输送, 加速其减弱变性; 另一方面高低空风场超过  $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的环境风垂直切变使热量不能集中得以维持其暖心结构, 抑制台风发展, 但台风登陆前后, 环境风垂直切变结构并不完全相同, 登陆前以强中低层垂直切变为主, 且在达到  $7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  后台风减弱, 而登陆后中高层环境风垂直切变对台风的发展起到更显著的抑制作用。另外, “巴威”登陆后受下垫面变化影响, 水汽供应不足也不利于台风巴威的维持, 但对“巴威”的影响机制需要开展更为深入的研究。

## 参考文献:

白莉娜, 何敏, 王元, 等, 2010. 西北太平洋风速垂直切变异常对热带气旋活动年际变化的影响[J]. 气象学报, 68(6): 877-884. Bai L N, He M, Wang Y, et al, 2010. The influence of the vertical wind shear variation on interannual changes in the tropical cyclone activity in the western north Pacific[J]. Acta Meteor Sin, 68(6): 877-884 (in Chinese).

白莉娜, 王元, 2013. 环境风速垂直切变对西北太平洋热带气旋强度变化的影响[J]. 热带气象学报, 29(6): 955-962. Bai L N, Wang Y, 2013. Effect of vertical wind shear on tropical cyclone intensity change[J]. J Trop Meteor, 29(6): 955-962 (in Chinese).

陈联寿, 丁一汇, 1979. 西太平洋台风概论[M]. 北京: 科学出版社, 499. Chen L S, Ding Y H, 1979. An Introduction to Western Pacific Typhoons[M]. Beijing: Science Press, 491 (in Chinese).

陈联寿, 孟智勇, 2001. 我国热带气旋研究十年进展[J]. 大气科学, 25(3): 420-432. Chen L S, Meng Z Y,

2001. An overview on tropical cyclone research progress in China during the past ten years[J]. Chin J Atmos Sci, 25(3): 420-432 (in Chinese).

陈启智, 2012. 环境风垂直切变对热带气旋发展过程的影响[D]. 南京: 南京大学. Chen Q Z, 2012. Effects of vertical wind shear on the development of Tropical Cyclone[J]. Nanjing: Nanjing University (in Chinese).

董林, 端义宏, 2008. 热带气旋经过台湾岛强度变化特征[J]. 气象, 34(7): 10-14. Dong L, Duan Y H, 2008. A statistical analysis of intensity change of tropical cyclones landing Taiwan[J]. Meteor Mon, 34(7): 10-14 (in Chinese).

胡姝, 李英, 魏娜, 2013. 台风Nari(0116)登陆台湾过程中结构强度变化的诊断分析[J]. 大气科学, 37(1): 81-90. Hu S, Li Y, Wei N, 2013. Diagnostic analysis on Nari (0116) structure and intensity changes during its landfall process on Taiwan island[J]. Chin J Atmos Sci, 37(1): 81-90 (in Chinese).

胡姝, 孙立尹, 李英. 2014. 热带气旋结构和强度变化研究进展[J]. 气象与环境学报, 30(4): 91-98. Hu S, Sun L Y, Li Y, 2014. Progress in tropical cyclone intensity and structure change[J]. J Meteor Environ, 30(4): 91-98 (in Chinese).

李英, 陈联寿, 王继志, 2004. 登陆热带气旋长久维持与迅速消亡的大尺度环流特征[J]. 气象学报, 62(2): 167-179. Li Y, Chen L S, Wang J Z, 2004. The diagnostic analysis on the characteristics of large scale circulation corresponding to the sustaining and decaying of tropical cyclone after its landfall[J]. Acta Meteor Sci, 62(2): 167-179 (in Chinese).

李英, 陈联寿, 2005. 湿地边界层通量影响热带气旋登陆维持和降水的数值试验[J]. 气象学报, 63(5): 683-693. Li Y, Chen L S, 2005. Numerical study on impacts of boundary layer fluxes over wetland on sustention and rainfall of landfalling tropical cyclone[J]. Acta Meteor Sci, 63(5): 683-693 (in Chinese).

陆佳麟, 郭品文, 2012. 入侵冷空气强度对台风变性过程的影响[J]. 气象科学, 32(4): 355-364. Lu J L, Guo P W, 2012. Impacts of the intrusion intensity of cold air on extratropical transition of typhoon Krosa[J]. J Meteor Sci, 32(4): 355-364 (in Chinese).

卢萍, 2021. 不同分辨率西南区域模式对冕宁“6.26”突发性暴雨过程的模拟[J]. 高原山地气象研究, 41(2): 23-31. Lu P, 2021. Study of “6.26” sudden-rainstorm in mianning with different horizontal resolution business model (SWC-WARR)[J]. Plateau Mountain Meteor Res, 41(2): 23-31 (in Chinese).

任丽, 王承伟, 张桂华, 等. 2013. 台风布拉万(1215)深入内陆所致的大暴雨成因分析[J]. 气象, 39(12): 1561-1569. Ren L, Wang C W, Zhang G H, et al. Analysis of severe rainstorm caused by typhoon Bolaven (1215) invading interior territory[J]. Meteor Mon, 39(12): 1561-1569 (in Chinese).

盛春岩, 薛德强, 雷霆, 等. 2006. 雷达资料同化与提高模式水平分辨率对短时预报影响的数值对比试验[J]. 气象学报, 64(3): 293-307. Sheng C Y, Xue D Q, Lei T, et al, 2006. Comparative experiments between effects of Doppler radar data assimilation and inceasing horizontal resolution on short-range prediction[J]. Acta Meteor Sin, 64(3): 293-307 (in Chinese).

孙力, 董伟, 药明, 等. 2015. 1215号“布拉万”台风暴雨及降水非对称性分布的成因分析[J]. 气象学报, 73(1): 36-49. Sun L, Dong W, Yao M, et al, 2015. A diagnostic analysis of the causes of the torrential rain and precipitation asymmetric distribution of typhoon Bolaven (2012)[J]. Acta Meteor Sin, 73(1): 36-49 (in Chinese).

王承伟, 齐铎, 徐玥, 等. 2017. 冷空气入侵台风“灿鸿”引发的东北暴雨分析[J]. 高原气象, 36(5): 1257-1266. Wang C W, Qi D, Xu Y, et al, 2017. Analysis of rainstorm induced by interaction between typhoon Chan-Hom (2015) and cold air in Northeast China[J]. Plateau Meteor, 36(5): 1257-1266 (in Chinese).

魏娜, 李英, 胡姝, 2013. 1949-2008年热带气旋在中国大陆活动的统计特征及环流背景[J]. 热带气象学报, 29(1): 17-27. Wei N, Li Y, Hu S, 2013. Characteristics of tropical cyclone activities over China's mainland in 1949-2008 and associated background circulation[J]. J Trop Meteor, 29(1): 17-27 (in Chinese).

文映方, 刘宇迪, 谭伟才, 2016. 模式水平分辨率对超强台风“天兔”强度和微结构特征的影响[J]. 热带

气旋学报, 32(4): 477-485. Wen Y F, Liu Y D, Tan W C, 2016. The impact of horizontal resolution on the intensity and microstructure of super typhoon Usagi[J]. *J Trop Meteor*, 32(4): 477-485 (in Chinese).

文永仁, 魏娜, 张雪蓉, 等, 2014. 1323号强台风菲特登陆后迅速衰亡的原因分析[J]. *气象*, 40(11): 1316-1323. Wen Y R, Wei N, Zhang X R, et al, 2014. Analysis on rapid dissipation of severe typhoon Fitow (1323) after its landfall[J]. *Meteor Mon*, 40(11): 1316-1323 (in Chinese).

吴雪, 端义宏, 2013. 超强台风梅花(1109)强度异常减弱成因分析[J]. *气象*, 39(8): 965-974. Wu X, Duan Y H, 2013. Analysis on the intensity change in an abnormal weakening of super typhoon Muifa[J]. *Meteor Mon*, 39(8): 965-974 (in Chinese).

徐明, 余锦华, 赖安伟, 等, 2009. 环境风垂直切变与登陆台风强度变化关系的统计分析[J]. *暴雨灾害*, 28(4): 339-344. Xu M, Yu J H, Lai A W, et al, 2009. A statistical analysis on the relations between effect of wind vertical shear and landing typhoons intensity[J]. *Torr Rain Dis*, 28(4): 339-344 (in Chinese).

颜玲, 周玉淑, 刘宣飞, 2017. 1410号台风Matmo登陆前后的动热力结构演变和水汽输送特征分析[J]. *大气科学*, 41(2): 289-301. Yan L, Zhou Y S, Liu X F, 2017. Dynamic and thermodynamic structure analysis of typhoon Matmo(1410) and associated moisture characteristics before and after its landfall[J]. *Chin J Atmos Sci*, 41(2): 289-301 (in Chinese).

于玉斌, 陈联寿, 杨昌贤, 2008. 超强台风“桑美”(2006)近海急剧增强特征及机理分析[J]. *大气科学*, 32(2): 405-416. Yu Y B, Chen L S, Yang C X, 2008. The features and mechanism analysis on rapid intensity change of super typhoon Saomai (2006) over the offshore of China[J]. *Chin J Atmos Sci*, 32(2): 405-416 (in Chinese).

余贞寿, 高守亭, 任鸿翔, 2007. 台风“海棠”特大暴雨数值模拟研究[J]. *气象学报*, 65(6): 864-876. Yu Z S, Gao S T, Ren H X, 2007. A numerical study of the severe heavy rainfall associated with the typhoon Haitang (0505)[J]. *Acta Meteor Sin*, 65(6): 864-876 (in Chinese).

袁金南, 谷德军, 梁建茵, 2005. 地形和边界层摩擦对登陆热带气旋路径和强度影响的研究[J]. *大气科学*, 29(3): 429-437. Yuan J N, Gu D J, Liang J Y, 2005. A study of the influence of topography and boundary layer friction on landfalling tropical cyclone track and intensity[J]. *Chin J Atmos Sci*, 29(3): 429-437 (in Chinese).

周玲丽, 翟国庆, 王东海, 等, 2011. 0713号“韦帕”台风暴雨的中尺度数值研究和非对称性结构分析[J]. *大气科学*, 35(6): 1046-1056. Zhou L L, Zai G Q, Wang D H, et al, 2011. Mesoscale numerical study of the rainstorm and asymmetric structure of 0713 typhoon Wipha[J]. *Chin J Atmos Sci*, 35(6): 1046-1056 (in Chinese).

Corbosiero K L, Molinari J, 2002. The effects of vertical wind shear on the distribution of convection in tropical cyclones[J]. *Mon Wea Rev*, 130(8): 2110-2123.

Frank W M, Ritchie E A, 1998. Effects of environmental flow upon tropical cyclone structure[J]. *Mon Wea Rev*, 127(9): 2044-2061.

Frank W M, Ritchie E A, 2001. Effects of vertical wind shear on the intensity and structure of numerically simulated Hurricanes[J]. *Mon Wea Rev*, 129(9): 2249-2269.

Gray W M, 1967. The mutual variation of wind, shear, and baroclinicity in the cumulus convective atmosphere of the hurricane[J]. *Mon Wea Rev*, 95(2): 55-73.

Gray W M, 1968. Global view of the origin of tropical disturbances and storms[J]. *Mon Wea Rev*, 96(10): 669-700

Jones S C, 1995. The evolution of vortices in vertical shear. I: initially barotropic vortices[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 121(524): 821-851.

Lu X Q, Yu H, Ying M, et al, 2021. Western North Pacific tropical cyclone database created by the China meteorological administration[J]. *Adv Atmos Sci*, 38(4): 690-699.