

姜立智, 傅慎明, 孙建华, 等. 2019. 2014 年 11 月上旬西北太平洋一次极端强度爆发气旋的数值模拟和分片位涡反演分析 [J]. 气候与环境研究, 24 (2): 152-168. Jiang Lizhi, Fu Shenming, Sun Jianhua, et al. 2019. Numerical simulation and piecewise potential vorticity inversion analysis of an extreme explosive cyclone over the Northwest Pacific Ocean in early November of 2014 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 24 (2): 152-168, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2018.17174.

# 2014 年 11 月上旬西北太平洋一次极端强度爆发气旋的数值模拟和分片位涡反演分析

姜立智<sup>1,2</sup> 傅慎明<sup>2</sup> 孙建华<sup>3</sup> 刘靓珂<sup>1</sup> 沈新勇<sup>1,3</sup>

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国际气候与环境中心, 北京 100029

3 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

**摘要** 基于 NCEP 6 h 一次, 0.5° (纬度) × 0.5° (经度) 水平分辨率的 GFS (Global Forecasting System) 再分析数据, 利用数值模式 WRF (Weather Research and Forecasting), 对 2014 年 11 月上旬西北太平洋一次极端强度的爆发气旋事件进行了模拟。在成功复制爆发气旋主要特征的基础上, 较详细的分析了本次爆发气旋快速发展的有利环境条件, 并利用分片位涡反演的方法, 对此次爆发气旋的快速发展过程进行了研究, 主要结论如下: (1) 本次爆发气旋的爆发性发展阶段维持了约 27 h, 其最大加深率约为 3.98 Bergeron (气旋加深率单位), 最低中心气压约为 919.2 hPa。(2) 爆发气旋的快速发展与对流层高层高空急流对热量的输送, 对流层中层西风带短波槽前暖平流和正涡度平流的有利准地转强迫, 以及对流层低层暖锋伴随的暖平流过程密切相关。(3) 分片位涡反演的结果表明, 对流层顶褶皱对应的平流层大值位涡下传和降水凝结潜热过程造成的正位涡异常是本次爆发气旋快速发展的主导因子, 而对流层低层的斜压过程贡献相对较小。在气旋爆发期的前期和强盛期, 降水凝结潜热释放是爆发气旋发展的最重要因子, 而在爆发期后期, 随着降水的减弱和爆发气旋的东北向移动, 对流层顶褶皱作用所造成的正位涡异常成为维持气旋快速发展的最有利因子。

**关键词** 爆发气旋 分片位涡反演

文章编号 1006-9585 (2019) 02-0152-17

中图分类号 P443

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2018.17174

## Numerical Simulation and Piecewise Potential Vorticity Inversion Analysis of an Extreme Explosive Cyclone over the Northwest Pacific Ocean in Early November of 2014

JIANG Lizhi<sup>1,2</sup>, FU Shenming<sup>2</sup>, SUN Jianhua<sup>3</sup>, LIU Liangke<sup>1</sup>, and SHEN Xinyong<sup>1,3</sup>

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, Nanjing 210044

收稿日期 2017-12-13; 网络预出版日期 2018-03-21

作者简介 姜立智, 男, 1994 年出生, 硕士, 主要研究方向为爆发性气旋。E-mail: jianglizhi@mail.iap.ac.cn

通讯作者 沈新勇, E-mail: shenxy@nuist.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41775046、91637211、41530427, 国家电网公司总部科技项目 (NYB17201800148), 国家重点研发计划 2016YFC0203301, 国家重点基础研究发展计划 2015CB453201

**Funded by** National Natural Science Foundation of China (Grants 41775046, 91637211, and 41530427), the Science Technology Foundation of State Grid Corporation of China (Grant NYB17201800148), National Research and Development Program of China (Grant 2016YFC0203301), National Key Basic Research Program of China (Grant 2015CB453201)

2 International Center for Climate and Environment Sciences, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

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

**Abstract** On the basis of the 6-hourly NCEP GFS (Global Forecasting System) reanalysis data with a horizontal resolution of  $0.5^\circ$ , an extreme explosive cyclone event occurred in early November 2014 is simulated using the WRF (Weather Research and Forecasting) model. After the key features of this extreme event are well reproduced by the WRF model, this study analyzes the environmental conditions favorable for the rapid development of the cyclone, and investigates the mechanisms for the explosive development of the cyclone using the piecewise potential vorticity inversion method. Main results are as follows: (1) The explosive development of this cyclone lasted for 27 h with a maximum deepening rate of 3.98 Bergeron (unit of cyclone deepening rate), and a minimum central SLP (Sea Level Pressure) of 919.2 hPa. (2) The rapid development of the explosive cyclone was closely related to heat transport by the upper-level jet stream in the upper troposphere, the quasi-geostationary forcing (e.g., warm advection and cyclonic vorticity advection) ahead of a shortwave trough in the middle troposphere and the warm advection accompanied by the warm front in the lower troposphere. (3) The result of piecewise potential vorticity inversion shows that the tropopause-folding-related downward transport of large-value potential vorticity in the stratosphere and the precipitation-condensation-related diabatic heating governed the rapid development of this explosive cyclone, while the baroclinic process in the lower troposphere made the smallest contribution. In the early and middle stages of the explosive development period, the latent heat release is the most important factor for the cyclone's development. In contrast, in the late stage of the explosive development period, because the precipitation weakened and the cyclone entered a strong tropopause folding region, the tropopause folding became the most favorable factor for maintaining the rapid development of the cyclone.

**Keywords** Explosive cyclone, Piecewise potential vorticity inversion

## 1 引言

温带气旋是中高纬度地区最重要的天气系统之一,显著影响着全球的大气环流演变(Holton and Staley, 2004)。温带气旋中,有一类发展特别迅速的气旋,它们所伴随的天气现象比一般的温带气旋更剧烈,这类迅速发展的气旋被形象地称为“爆发气旋”(Sanders and Gyakum, 1980)。

爆发气旋全球均可发生(Allen et al., 2010),在北半球,爆发气旋主要分布在北太平洋西侧和北大西洋地区,与大洋的洋流活动密切相关。爆发气旋具有明显的季节变化特征,秋、冬季是爆发气旋的主要发生季节,春、夏季则少得多(Murty et al., 1983; Chen et al., 1992; Allen et al., 2010)。爆发气旋的发展演变机理一直是相关研究的重点,国内外的气象学者进行了一系列的研究,发现爆发气旋的发生和爆发性发展受多种因素的共同影响,例如,李长青和丁一汇(1989)选取了 26 个西北太平洋爆发气旋进行了统计研究,发现层结不稳定,高空急流的非纬向性分布,强烈的温度平流是气旋快速发展的重要条件。Lupo et al. (1992)、黄立文等(1999)以及 Yoshida and Asuma (2004) 等学者使用 Z-O (Zwack-Okossi) 方程(Zwack and Okossi,

1986)研究了爆发气旋的快速发展,他们发现,降水凝结潜热释放在气旋的爆发性发展过程中起到了主导作用,这与 Chen and Dell'Osso (1987)、Kuвано-Yoshida and Asuma (2008) 和 Fu et al. (2014) 的潜热敏感性试验的结果一致。丁治英等(2001)选取了 16 个太平洋和大西洋的爆发气旋,对其进行诊断和演变机理研究,发现爆发气旋的形成与高空急流的非纬向性分布和反气旋弯曲特征密切相关,此两者为爆发气旋发展提供了有利的高空辐散条件。Yoshida and Asuma (2004) 根据生成和快速发展时的位置,将北太平洋区域的爆发气旋划分成 3 种:鄂霍茨克—日本海型(OJ)、太平洋—大陆型(PO-L)和太平洋—海洋型(PO-O)。通过对这三类气旋进行合成分析,他们发现,来自亚洲大陆的冷空气对于这三类气旋都有重要的作用。这三类气旋中层都有明显的斜压区,其中, OJ 气旋的高空急流带最短,加深率最小; PO-L 气旋和 PO-O 气旋的高空急流带的纬向范围很大; PO-O 气旋平均最大加深率最大,具有最大的水汽辐合和凝结潜热释放。Iwao et al. (2012) 对数十个冬季发生在西北太平洋上的爆发气旋进行了能量收支分析,他们发现,爆发气旋发生的高频区也是主要的斜压区,斜压过程可能是一般低压/气旋系统存在和发展的重要前提条件。Davis et al. (1996)、Wu et al. (2011) 和 Fu

et al. (2014) 利用分片位涡反演 (Davis and Emanuel, 1991) 的方法对爆发气旋的爆发期进行了诊断, 他们发现, 对流层顶褶皱 (tropopause folding) 所伴随的平流层大值位涡下传是爆发气旋快速增强的重要原因, 尤其是在降水较弱的气旋发展阶段。

需要指出的是, 虽然前人对爆发气旋有着一系列的研究, 但其研究对象主要为一般强度的爆发气旋, 而对于极端强度的爆发气旋则较少有涉及。Kuвано-Yoshida and Asuma (2008) 的研究表明, 一般强度的爆发气旋与极端强度的爆发气旋在演变过程上存在较大的差异, 因而需要对极端强度的爆发气旋加强研究。此次爆发气旋发生在西北太平洋, 具有强度高 [中心最低气压为 920 hPa (白令海地区有史以来最低的气压); 数据来源: Japan Meteorological Agency, JMA], 发展迅速 (最大加深率高达 3.44 Bergeron; 数据来源: Global Forecast System, GFS 再分析数据), 影响广泛 (爆发气旋触发形成阻塞形势, 给加拿大大部和美国部分地区带来寒潮, 造成多地的气温和降雪突破历史极值, 影响人口多达  $2 \times 10^8$  人) 等特点。本文将在前人的研究基础上, 对其进行诊断研究, 从而丰富对这类极端快速发展气旋系统的认识。

## 2 资料、诊断方法和数值模式设置

### 2.1 资料

本文使用美国环境预报中心 (National Center Environmental Prediction, NCEP) 提供的全球预报系统 (Global Forecasting System, GFS) 再分析数据为模式提供初始和边界条件, 并用于模拟效果的检验。该数据的时间分辨率为 6 h, 空间分辨率为  $0.5^\circ$  (纬度)  $\times 0.5^\circ$  (经度), 垂直方向 26 层。

由于海洋地区缺乏降水观测, 本文使用美国宇航局 (National Aeronautics and Space Administration, NASA) TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) 卫星以及其它卫星联合生成的降水产品 3B42 [ $0.25^\circ$  (纬度)  $\times 0.25^\circ$  (经度)] 来描述与气旋相关的降水特征, 并进行模式校验。

### 2.2 诊断方法

#### 2.2.1 气旋加深率的计算

关于气旋加深率 (Deeping Rate), 本文使用 Yoshida and Asuma (2004) 提出的定义:

$$D_R = \left[ \frac{p(t-6) - p(t+6)}{12} \right] \left[ \frac{\sin 60^\circ}{\sin \frac{\phi(t-6) + \phi(t+6)}{2}} \right], \quad (1)$$

其中,  $D_R$  为气旋加深率;  $t$  为时间, 单位: h;  $p$  是气旋中心的海平面气压 (本文使用气旋中心附近的最低气压表示), 单位: hPa;  $\phi$  是气旋中心所在的纬度。气旋加深率的单位定义为 Bergeron (Sanders and Gyakum, 1980)。本文使用的气旋加深率的计算方法与传统的 Sanders and Gyakum (1980) 提出的方法有些不同, 后者使用的时间窗口为 24 h, 而本文使用的加深率是 12 h 的窗口, 选择这个较短的时间窗口的目的是为了更精确地描述爆发气旋的强度 (Yoshida and Asuma, 2004)。

#### 2.2.2 位涡收支方程

Koshyk and McFarlane (1996) 提出位涡收支方程如下:

$$\frac{\partial P}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla_h P - w \frac{\partial P}{\partial z} + \frac{\eta}{\rho} \cdot \nabla \frac{d\theta}{dt} + \frac{\nabla \theta}{\rho} \cdot (\nabla \times \mathbf{F}), \quad (2)$$

其中,  $P$  表示位涡,  $\mathbf{V}$  是三维速度场,  $w$  是垂直速度,  $\eta$  为绝对涡度,  $\rho$  为空气密度,  $\theta$  为位温,  $\mathbf{F}$  是摩擦力。由方程可知, 位涡的局地变化主要由以下因子产生: 位涡的水平平流, 位涡的垂直输送, 非绝热加热, 摩擦作用。其中摩擦作用一般不考虑, 因此可以认为引起局地位涡变化的原因主要是位涡的水平平流, 垂直输送以及非绝热加热三部分。

#### 2.2.3 分片位涡反演方法

基于传统的位涡 (Potential Vorticity, PV) 反演理论 (Hoskins et al., 1985)、Davis and Emanuel (1991) 发展了一套分片位涡反演的方法, 其主导思想是通过把分片位涡反演 (Piecewise Potential Vorticity Inversion, PPVI) 方法方程中线性差分算子的非常数系数进行线性化处理, 从而获取与位涡异常相联系的风、压场扰动。由于位涡的生消演变相对简单, 因此能够较清楚地将不同的风、压场扰动进行归因。位涡的合理划分是 PPVI 方法的重要前提, Martin and Marsili (2002) 研究指出, 对位涡异常的划分需要满足以下两个主要条件: (1) 尽量考虑到所有的位涡异常, 而对于每一部分位涡异常, PPVI 只能反演一次, 不能重复反演; (2) 在充分描述研究对象的基础上, 位涡的划分应尽量简洁, 并且需要根据实际的情况相应地来进行划分。需要指出的是, 虽然可以根据位涡异常对风、压场进行反演, 但是二者之间并没有因果关系 (Egger, 2009; Spengler and Egger, 2012)。PPVI 使用到的方程如下 (Davis and Emanuel, 1991):

$$\nabla^2 \Phi_n = \nabla \cdot (f \nabla \Psi_n) + \frac{2}{a^4 \cos^2 \phi} \times$$

$$\left( \frac{\partial^2 \Psi^*}{\partial \lambda^2} \frac{\partial^2 \Psi_n}{\partial \phi^2} + \frac{\partial^2 \Psi^*}{\partial \phi^2} \frac{\partial^2 \Psi_n}{\partial \lambda^2} - 2 \frac{\partial^2 \Psi^*}{\partial \lambda \partial \phi} \frac{\partial^2 \Psi_n}{\partial \lambda \partial \phi} \right), \quad (3)$$

$$q_n = \frac{g \kappa \pi}{p} [(f + \nabla^2 \Psi^*) \frac{\partial^2 \Phi_n}{\partial \pi^2} + \frac{\partial^2 \Phi^*}{\partial \pi^2} \nabla^2 \Psi_n -$$

$$\frac{1}{a^2 \cos^2 \phi} \left( \frac{\partial^2 \Psi^*}{\partial \lambda \partial \pi} \frac{\partial^2 \Phi_n}{\partial \lambda \partial \pi} + \frac{\partial^2 \Phi^*}{\partial \lambda \partial \pi} \frac{\partial^2 \Psi_n}{\partial \lambda \partial \pi} \right) -$$

$$\frac{1}{a^2} \left( \frac{\partial^2 \Psi^*}{\partial \phi \partial \pi} \frac{\partial^2 \Phi_n}{\partial \phi \partial \pi} + \frac{\partial^2 \Phi^*}{\partial \phi \partial \pi} \frac{\partial^2 \Psi_n}{\partial \phi \partial \pi} \right)], \quad (4)$$

式中,  $\Phi_n$  是扰动位势,  $q_n$  是扰动位涡,  $\Psi_n$  是扰动无辐散流函数,  $f$  是科氏参数,  $a$  是地球半径,  $\lambda$  是经度,  $\kappa = R/C_p$ ,  $\pi = C_p(p/p_0)^{\kappa}$  是垂直坐标,  $g$  是重力加速度, 下标  $n$  代表位涡划分的序数.  $\Phi^*$  和  $\Psi^*$  定义如下:  $A^* = \bar{A} + A' / 2$ , 其中,  $A^*$  是瞬时的气象变量,  $\bar{A}$  是平均量,  $A'$  是扰动量. 当提供合适的顶层, 低层和侧边件条件时, 可以通过超张弛迭代的方法进行求解, 详细方法参见 Davis and Emanuel (1991), 本文求解 PPVI 时采用的是均一的狄克莱边界.

### 2.3 数值模式设置

本文使用 WRF-ARW (3.5.1 版本) 中尺度数值模式对爆发气旋进行研究. 模式运行在双向嵌套的两层网格下 (图 1), 内外网格的水平格距分别是 36 km 和 12 km, 格点数 (经度方向  $\times$  纬度方向) 分别是  $264 \times 200$  和  $588 \times 432$ . 垂直方向一共有 51 层. 模拟时间从 2014 年 11 月 6 日 12:00 (协调世界时, 下同) 开始, 到 11 月 13 日 18:00, 一共积分 174 h. 包括了本例气旋从爆发到消亡的整个时间段. 采用的微物理参数化方案是 WRF Single-Moment 6-class 方案 (WSM6 方案) (Hong et al., 2006), 积云参数化方案是 Kain-Fritsch 方案 (KF 方案) (Emanuel and Raymond, 1993; Kain, 2004), 边界层方案是 YSU (Yonsei University) 方案 (Hong et al., 2006), 长波和短波辐射方案分别是 RRTM (Rapid Radiative Transfer Model) 方案 (Mlawer et al., 1997) 和 Dudhia 方案 (Dudhia, 1989). 模式的内层网格每隔 1 h 输出一次数据, 用于分析和计算.

## 3 模拟结果校验和个例简介

### 3.1 模拟结果校验

本文使用双向嵌套的网格系统 (图 1) 积分了爆发气旋的整个生命史 (共 174 h), 分析结果均基

于 12 km 分辨率的内层网格输出. 与 GFS 再分析数据相比 (包括海平面气压场, 850 hPa 流场, 500 hPa 位势高度场和温度场, 200 hPa 风场等多个要素, 图略), 模拟结果合理地再现了爆发气旋整个生命史期间的大气环流特征及演变. 图 2 中给出了 WRF 模拟和 GFS 资料中爆发气旋的路径, 气旋位置由海平面气压 (Sea Level Pressure, SLP) 的最小值确定. 对比两者可知, 在爆发气旋生命史的前期和中期, WRF 和 GFS 呈现出一致的特征, 即气旋向东北方向移动, 其中心最大的距离差异为 200 km 左右, 相比于气旋本身的尺度, 仅为 17%; 进入爆发气旋后期, WRF 和 GFS 均描绘出爆发气旋的“打转”特征, 中心最大位置差异约为 250 km, 仅占气旋本身尺度的 15% (此时气旋尺度较大). 由此可知, WRF 较成功地复制出了爆发气旋的路径. 图 3 中给出的是 WRF 模拟和 GFS 中的爆发气旋的中心最低 SLP 及气旋加深率的演变, 由图可知, WRF 模拟的 SLP 比 GFS 反映的更低 (最多相差约 12 hPa), 且 WRF 模拟的气旋加深率略高于 GFS (最多相差 0.8 Bergeron), 这主要是由于 WRF 模拟结果的时空分辨率比 GFS 数据高得多所致, 而 WRF 和 GFS 所反映的气旋的快速爆发期, 最低 SLP 期, 强度减弱期, 以及整个加深率的演变过程均有着较好的一致性. 总体而言, WRF 较成功地再现了爆发气旋的阶段性演变趋势和其转折点以及各个阶段气旋的强度和变化率.

图 4 中给出的是 WRF 模拟的 3 h 累积降水 and 对应时段的 TRMM 卫星融合 3 h 降水产品 (3B42), 对比两者可知, 虽然 WRF 模拟低估了气旋北部的降水 (最大相差约 10 mm), 模拟结果仍较好地再现了爆发气旋的降水分布、强度和演变. 综合上述, WRF 的模拟结果合理地再现了本例爆发气旋的主要特征, 因此可以使用模拟结果进行进一步的诊断分析.

### 3.2 个例简介

#### 3.2.1 气旋过程概述

2014 年 10 月 30 日 00:00, 在西北太平洋洋面上有一热带气旋生成并向西移动 (图略), 经过菲律宾洋面后, 其路径逐渐转向为东北方向, 强度逐渐增强, 为 1420 号台风“鹦鹉”. 11 月 3 日 00:00, 其强度达到最强, 地面中心附近风速达到  $68 \text{ m s}^{-1}$ . 随后该气旋强度逐渐减弱, 中心气压逐渐升高, 并向北移动, 大约在 6 日 12:00 变性为温带气旋 (记为气旋 A). 11 月 6 日 12:00, 气旋 A 位于日本本州岛东南海域 ( $32.0^\circ \text{N}$ ,  $143.5^\circ \text{E}$ ), 中心气压为 993.2

hPa。从气旋的移动路径（图 2）可以看出，6 日 12:00 至 8 日 06:00，气旋大致向东北方向移动。值得注意的是，在 6 日 12:00 在鄂霍茨克海附近有一低压生成（记为气旋 B），并向东北方向移动（图略），并于 7 日 15:00 与气旋 A 在 (50.5°N, 166.5°E) 附近发生合并，其主体并入到气旋 A 中。合并后，气旋 A 的中心气压在 8 日 06:00 达到最低值 919.2

hPa，此后气旋 A 中心气压开始升高。从 8 日 06:00 开始，气旋 A 移动路径发生明显的变化，路径开始由西南—东北向的准直线路径转变为逆时针方向的打转路径，强度随时间减弱，随后气旋 A 在白令海地区停滞、减弱，直到 12 日 18:00 左右消失。

### 3.2.2 环流形势与气旋演变

综合气旋的移动路径，中心 SLP 和中心气压加

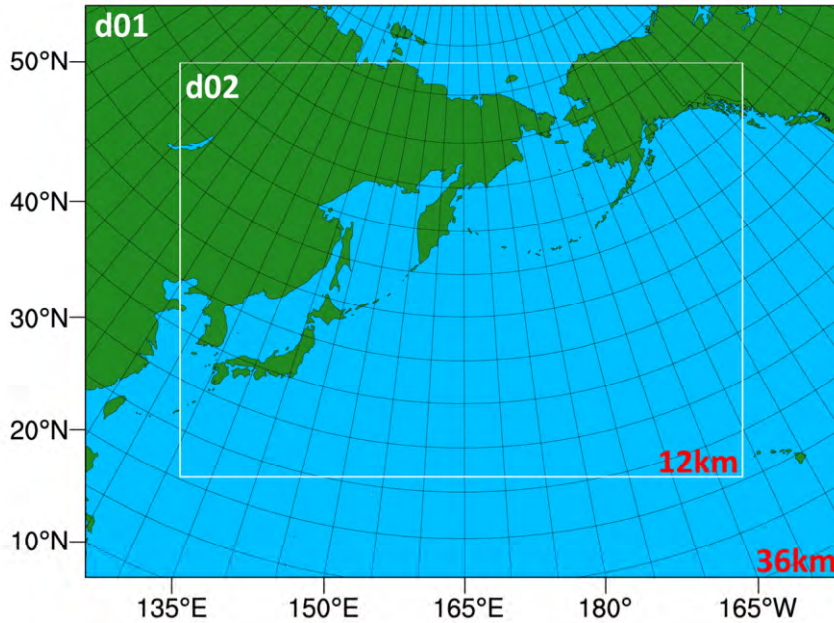


图 1 双层嵌套网格的示意图，其中 d01 表示外层网格，d02 表示内层网格

Fig. 1 Illustration of the double-nested grid system, where d01 stands for the outer domain and d02 represents the inner domain

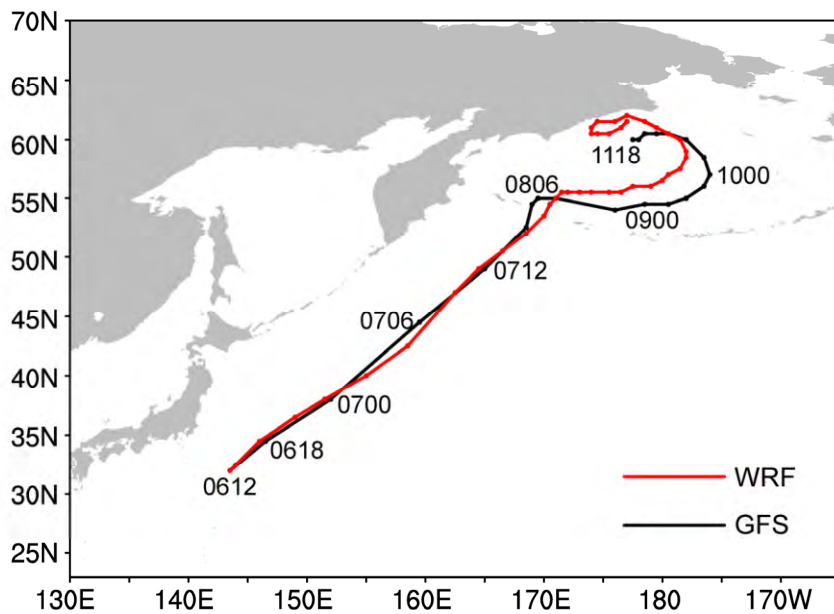


图 2 2014 年 11 月上旬西北太平洋一次极端强度的爆发气旋事件中 WRF 模式模拟的气旋路径和 GFS 再分析资料的气旋路径。“0612”表示 6 日 12:00，依次类推

Fig. 2 Cyclone tracks from the GFS (Global Forecasting System) reanalysis data and the WRF (Weather Research and Forecasting) simulation of an extreme explosive cyclone event over the Northwest Pacific Ocean in early November of 2014. “0612” indicates 1200 UTC 6 November, and so on

深率等特征，并参照 Sanders and Gyakum (1980) 定义的气旋爆发性发展的标准，本文将气旋 A 生命史划分成如下 5 个阶段：爆发前 ( $D_R < 1$  Bergeron)，爆发初期 ( $1 \text{ Bergeron} \leq D_R < 2.5 \text{ Bergeron}$ )，爆发强盛期 ( $D_R \geq 2.5 \text{ Bergeron}$ )，爆发后期 ( $0 \text{ Bergeron} \leq D_R < 2.5 \text{ Bergeron}$ )，以及消亡阶段 ( $D_R < 0 \text{ Bergeron}$ )，即气旋中心气压升高)。爆发前 (6 日

12:00 至 7 日 00:00)：本阶段，气旋 A 主要位于日本本州岛东南海域。此时，对流层高层，在堪察加半岛南侧西北太平洋有强高空急流，气旋 A 位于急流轴的入口区的右侧 (图 5a)，距急流中心约有 13 个纬度距离，高空急流的二级环流有利于上升运动的出现 (Uccellini and Johnson, 1979)。对流层中层，在东亚沿岸—日本海附近有一个短波槽。气旋 A 位

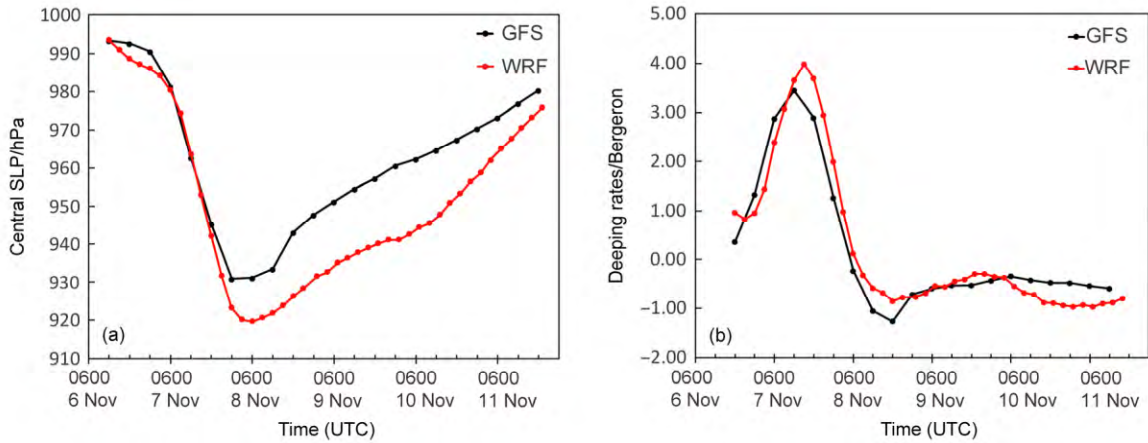


图 3 2014 年 11 月上旬西北太平洋一次极端强度的爆发气旋事件中 (a) 爆发气旋中心海平面气压 (单位: hPa) 和 (b) 气旋加深率 (单位: Bergeron) 随时间变化的曲线

Fig. 3 Time series of (a) central SLP (Sea Level Pressure) of the explosive cyclone and (b) the deepening rates of the cyclone during the extreme explosive cyclone event over the Northwest Pacific Ocean in early November of 2014

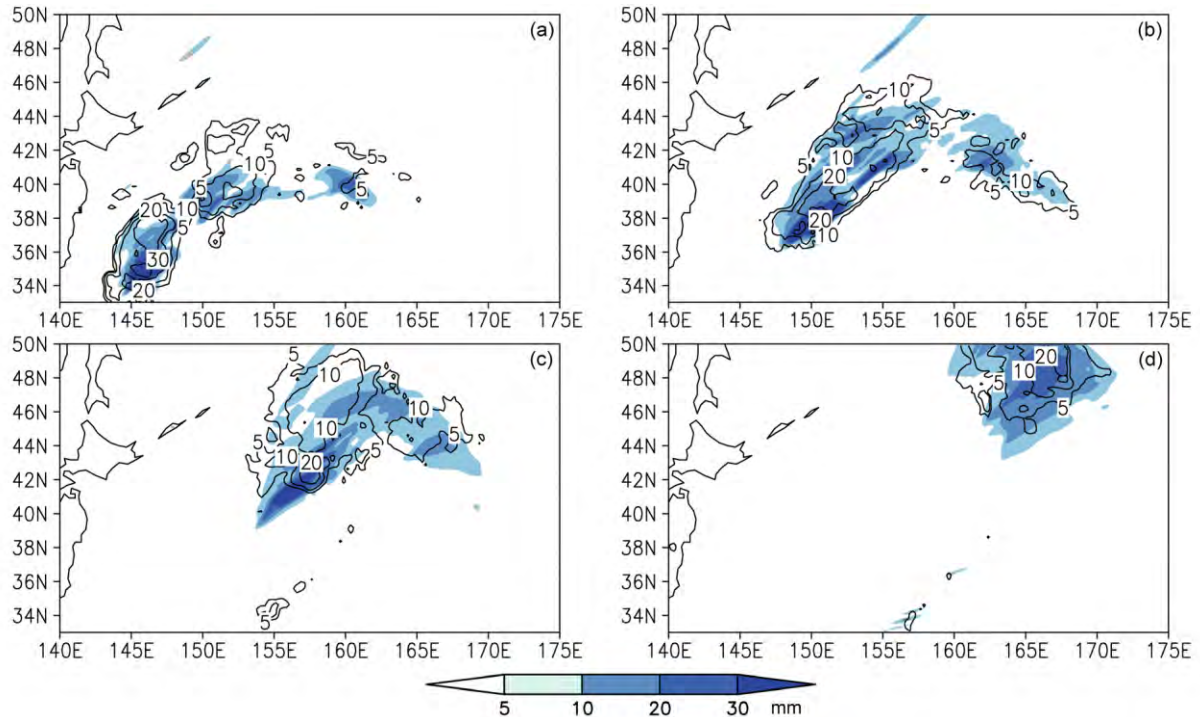


图 4 2014 年 11 月上旬西北太平洋一次极端强度的爆发气旋事件中爆发气旋的 3 h 累积降水 (单位: mm)，阴影区域和等值线分别代表 WRF 模拟和 TRMM 卫星资料的 3 h 累积降水量：(a) 2014 年 11 月 6 日 18:00；(b) 2014 年 11 月 7 日 00:00；(c) 2014 年 11 月 7 日 06:00；(d) 2014 年 11 月 7 日 12:00

Fig. 4 3-h accumulated precipitation (mm) during the extreme explosive cyclone event over the Northwest Pacific Ocean in early November of 2014, where shaded areas and solid lines are for the WRF simulation and TRMM satellite data, respectively: (a) 1800 UTC 7 November 2014; (b) 0000 UTC 7 November 2014; (c) 0600 UTC 7 November 2014; (d) 1200 UTC 7 November 2014

于槽前东南的西南气流中,伴有暖平流和正涡度平流(图略),有利于上升运动的发展和降水的发生,此时气旋降水较强(图 4a)。对流层低层,气旋 A 伴随的风场较强,风速可达  $30 \text{ m s}^{-1}$  以上,气旋东北部存在较强的暖平流(图 6a),这有利于气压的降低。爆发前,气旋 A 的主要移向为东北向,并逐渐进入到  $500 \text{ hPa}$  短波槽的东部象限。

爆发初期(7日 03:00 到 7日 06:00,气旋 A 的平均加深率为  $1.92 \text{ Bergeron}$ ):气旋 A 在 7日 03:00 进入爆发性发展阶段,此时气旋 A 中心气压为  $983 \text{ hPa}$ (图 3a),加深率为  $1.44 \text{ Bergeron}$ (图 3b)。本阶段,气旋 A 已经进入高空急流区,位于急流轴南侧(图 5b),距急流中心约 5 个纬度距离,高层的暖平流显著增强(图略)。对流层中层,高空槽向东移动到日本的东部,强度有所加强。气旋 A 位于槽前,其伴随的正涡度平流和暖平流维持较强(图略)。对流层低层,气旋 A 西部和东部的冷、暖锋面迅速增强(图 6b),其伴随的风场也显著增强,大风区范围扩大(图 5b),相应的,气旋西部和东部的冷、暖平流增强(图 6b)。爆发初期,气旋 A 的主要移向仍为东北方向,移速变化不大,降水有所减弱(图 4c)。

爆发强盛期(7日 09:00 到 7日 21:00,气旋 A 的平均加深率  $3.47 \text{ Bergeron}$ ):本阶段初期(7日 15:00 之前),对流层高层,气旋 A 位置已经进入急流中心区(图 5c),其伴随的高空暖平流显著加强(图略),十分有利于爆发气旋快速增强。对流层中层,气旋 A 位于槽前,与槽的距离较前一阶段更近,上升运动和降水均有所减弱,但强度依然较强(图 4d)。对流层低层,气旋 A 主要位于暖舌之中,偏南风所伴随的暖平流较之前显著增强(图 6c),十分有利于气旋 A 的爆发性发展。本阶段后期(7日 15:00 之后),对流层高层,急流出现减弱,  $80 \text{ m s}^{-1}$  风速大值区范围显著减小,气旋 A 开始向北移出急流区,主要位于急流出口区的左侧(图 5d),高空急流二级环流仍然有利于上升运动的维持但强度减弱;对流层中层,高空槽东移加深,形成闭合低压中心,暖平流和正涡度平流开始减弱,上升运动和降水继续减弱(图略)。对流层低层,冷锋和暖锋分别位于气旋南部和东南部,气旋 A 开始进入锢囚状态。本阶段内,气旋 B 并入气旋 A,使得合并后的气旋 A 加深率达到最大值  $3.98 \text{ Bergeron}$ (图 3b)。在整个爆发强盛期,气旋 A 的主要移向

仍为东北方向,但移速有所减缓。

爆发后期(8日 00:00 至 06:00,平均加深率  $1.03 \text{ Bergeron}$ ):本阶段,对流层高层,气旋 A 已经向北移出高空急流区(图 5e),位于急流出口区的左侧,高空暖平流和高空急流二级环流的效果显著减弱(图略)。对流层中层,位势高度场的闭合中心与 SLP 场的低压中心近似重合(图 5e 和 6f),这表明气旋的斜压性显著减弱,因而气旋的发展明显减缓。对流层低层,气旋 A 附近的暖舌显著减弱,锋面消失(图 6e 和 6f),暖平流显著减弱,气旋 A 主要处于冷平流区。爆发后期,气旋 A 的移向仍为东北方向,移速较前一阶段继续减慢。由于利于气旋发展的条件逐渐减弱,气旋 A 的加深率逐渐减小(图 3b)。8日 06:00,气旋 A 位于( $55.5^\circ\text{N}$ ,  $171.5^\circ\text{E}$ ),此时气旋中心气压降至整个生命史最低,为  $919.2 \text{ hPa}$ (图 3a)。

消亡阶段(8日 09:00 至 12日 18:00):从 8日 12:00 开始,气旋 A 位置已移至堪察加半岛以东的海域(图 5f),距离高空急流中心较远,气旋的西部出现高空冷平流(图略),利于气旋的气压升高。对流层中层保持为闭合低压中心,其强度不断减弱(图 5f),而其西部的冷平流随时间增强(图略)。对流层低层的风场强度随时间减弱,气旋主体气层内的相对湿度下降,降水显著减弱(图略)。消亡阶段,气旋首先向东北方向缓慢移动,从 9日 00:00 开始,受引导气流影响,气旋 A 的移动路径转变逆时针打转路径(图 2),此后,气旋在白令海附近缓慢停滞。12日 18:00 左右,气旋在俄罗斯远东地区附近消亡。

## 4 爆发气旋的垂直结构分析

### 4.1 爆发前(6日 12:00 到 7日 00:00)

通常位涡  $1.5 \text{ PVU}$  ( $1 \text{ PVU}=10^{-6} \text{ m}^2 \text{ K s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ ) 等值线被用于代表对流层顶(Davis and Emanuel, 1991),本文也采用这个标准。如图 7a 所示,在气旋 A 达到爆发强度之前,其以北地区,  $50^\circ\text{N}$  附近,  $1.5 \text{ PVU}$  线已经下伸到至  $500 \text{ hPa}$ ,这是显著的对流层顶折叠现象(图 8a 和 8b),其伴随了较强的正位涡异常。此外,此部分正位涡异常所对应的相对湿度均小于  $75\%$ ,这说明该部分位涡异常是由平流层大值位涡区下传造成的(图 8a 和 8b),而非降水凝结潜热释放所致。

相对湿度大于 75% 的区域主要集中在 500 hPa 以下 (图 7a), 此区域内的正位涡异常主要由降水凝结潜热造成 (Davis and Emanuel, 1991)。需要指出的是, 在对流层低层 (700 hPa 以下) 有一小

部分正位涡异常对应的是相对湿度低于 75% 的较干层次, 这一部分位涡异常主要由低层与暖锋相伴的暖平流所造成 (Wu et al., 2011; Fu et al., 2014)。

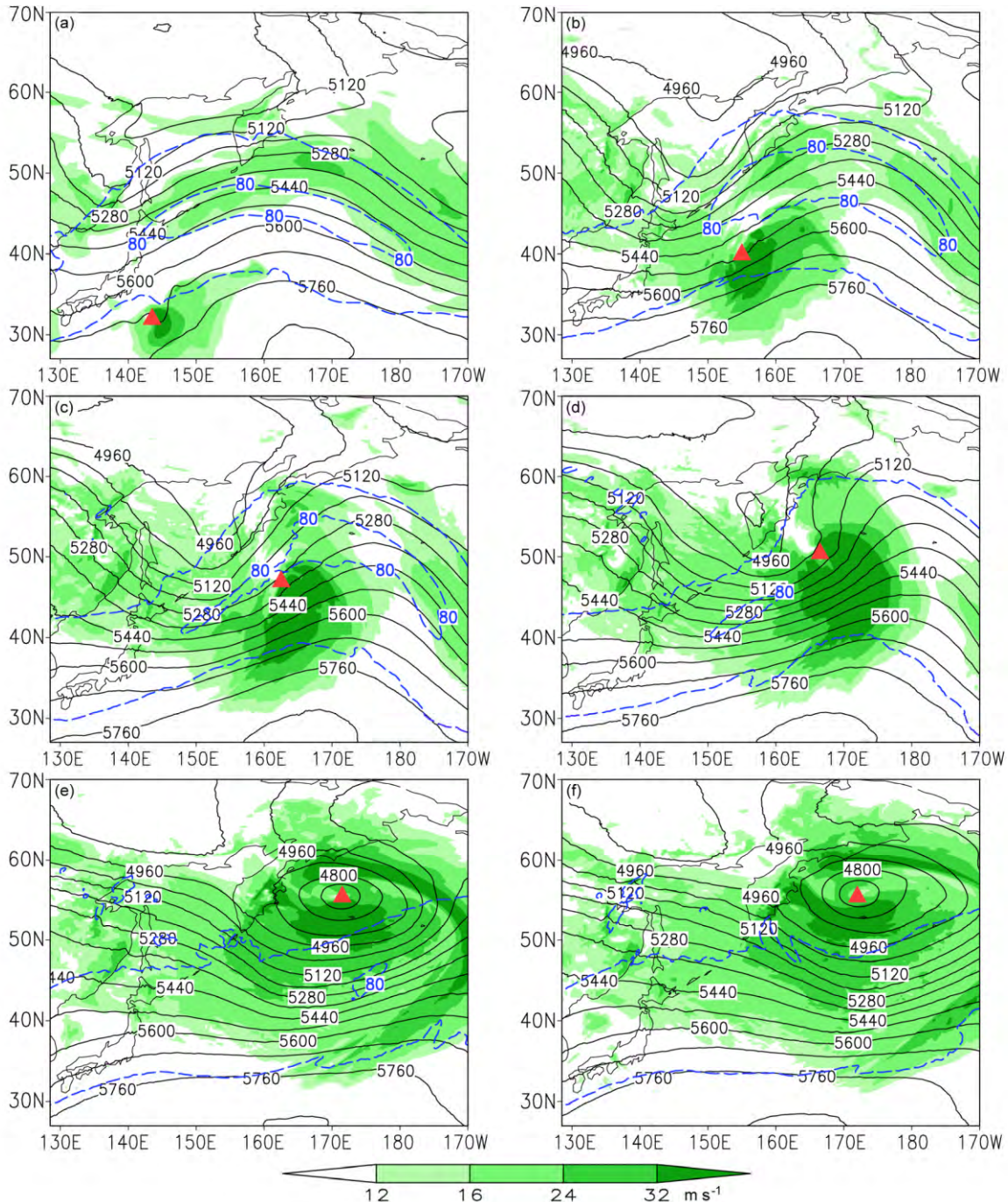


图 5 500 hPa 位势高度 (黑色实线, 单位: gpm)、200 hPa 高空急流 (蓝色虚线, 等值线间隔 20 m s<sup>-1</sup>) 分布和 850 hPa 风速超过 12 m s<sup>-1</sup> 的区域 (阴影, 单位: m s<sup>-1</sup>), 其中红色三角形是地面气旋中心的位置。(a) 2014 年 11 月 6 日 12:00; (b) 2014 年 11 月 7 日 03:00; (c) 2014 年 11 月 7 日 09:00; (d) 2014 年 11 月 7 日 15:00; (e) 2014 年 11 月 8 日 06:00; (f) 2014 年 11 月 8 日 12:00

Fig. 5 Geopotential height at 500 hPa (black solid lines, units: gpm), upper level jet (ULJ) at 200 hPa (blue dashed lines, with contour intervals of 20 m s<sup>-1</sup>) and the areas with wind speed exceeding 12 m s<sup>-1</sup> at 850 hPa (shaded, units: m s<sup>-1</sup>). Red triangles denote locations of the cyclone centers. (a) 1200 UTC 6 November 2014; (b) 0300 UTC 7 November 2014; (c) 0900 UTC 7 November 2014; (d) 1500 UTC 7 November 2014; (e) 0600 UTC 8 November 2014; (f) 1200 UTC 8 November 2014



#### 4.2 爆发期 (7 日 03:00 到 8 日 06:00)

爆发初期 (7 日 03:00 到 7 日 06:00), 对流层中高层的褶皱现象依然显著, 对应的位涡异常主要位于 400 hPa 以上, 与气旋 A 的距离较远 (图 8c

和 8d)。气旋 A 中低层位涡异常的强度和范围均有所增加 (图 7b), 这是由于降水仍维持在较强强度 (图 4c), 其凝结潜热释放所致。此阶段, 虽然垂直运动的水汽输送使得气旋 A 中高层的水汽含量

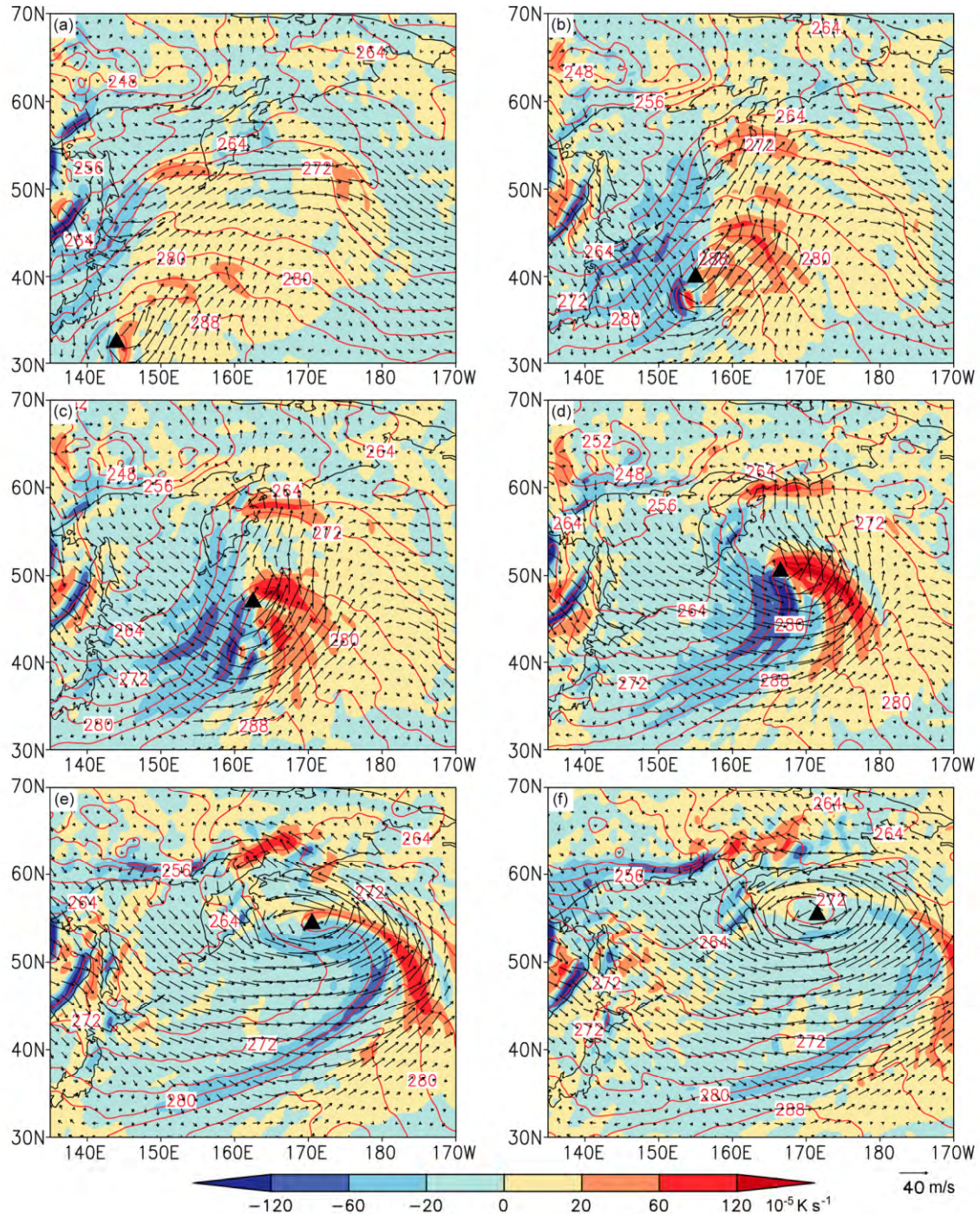


图 6 850 hPa 温度 (红色实线, 单位: K)、温度平流 (阴影, 单位:  $10^{-5} \text{K s}^{-1}$ ) 和水平风场 (箭头, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ ) 分布, 其中黑色三角形代表地面气旋中心的位置。(a) 2014 年 11 月 6 日 15:00; (b) 2014 年 11 月 7 日 03:00; (c) 2014 年 11 月 7 日 09:00; (d) 2014 年 11 月 7 日 15:00; (e) 2014 年 11 月 8 日 00:00; (f) 2014 年 11 月 8 日 06:00

Fig. 6 Temperature (red solid lines, units: K), temperature advection (shaded, units:  $10^{-5} \text{K s}^{-1}$ ), and horizontal wind (vectors, units:  $\text{m s}^{-1}$ ) at 850 hPa, the black triangles represent the position of the cyclone centers. (a) 1500 UTC 6 November 2014; (b) 0300 UTC 7 November 2014; (c) 0900 UTC 7 November 2014; (d) 1500 UTC 7 November 2014; (e) 0000 UTC 8 November 2014; (f) 0600 UTC 8 November 2014

有所增加 (图 7b), 但对流层中低层的水汽含量减少, 这是其降水较前一阶段有所减弱的原因之一。爆发强盛期 (7 日 09:00 至 21:00), 对流层中低层由降水凝结潜热释放造成的正位涡异常维持较强

(图 7c 和 7d), 其垂直范围变化较大, 这是由潜热释放的主要层次变化 (由对流层低层扩展到对流层中层) 引起的。本阶段, 对流层中低层的水汽含量较为丰富, 75% 等相对湿度线可以向上伸展到约

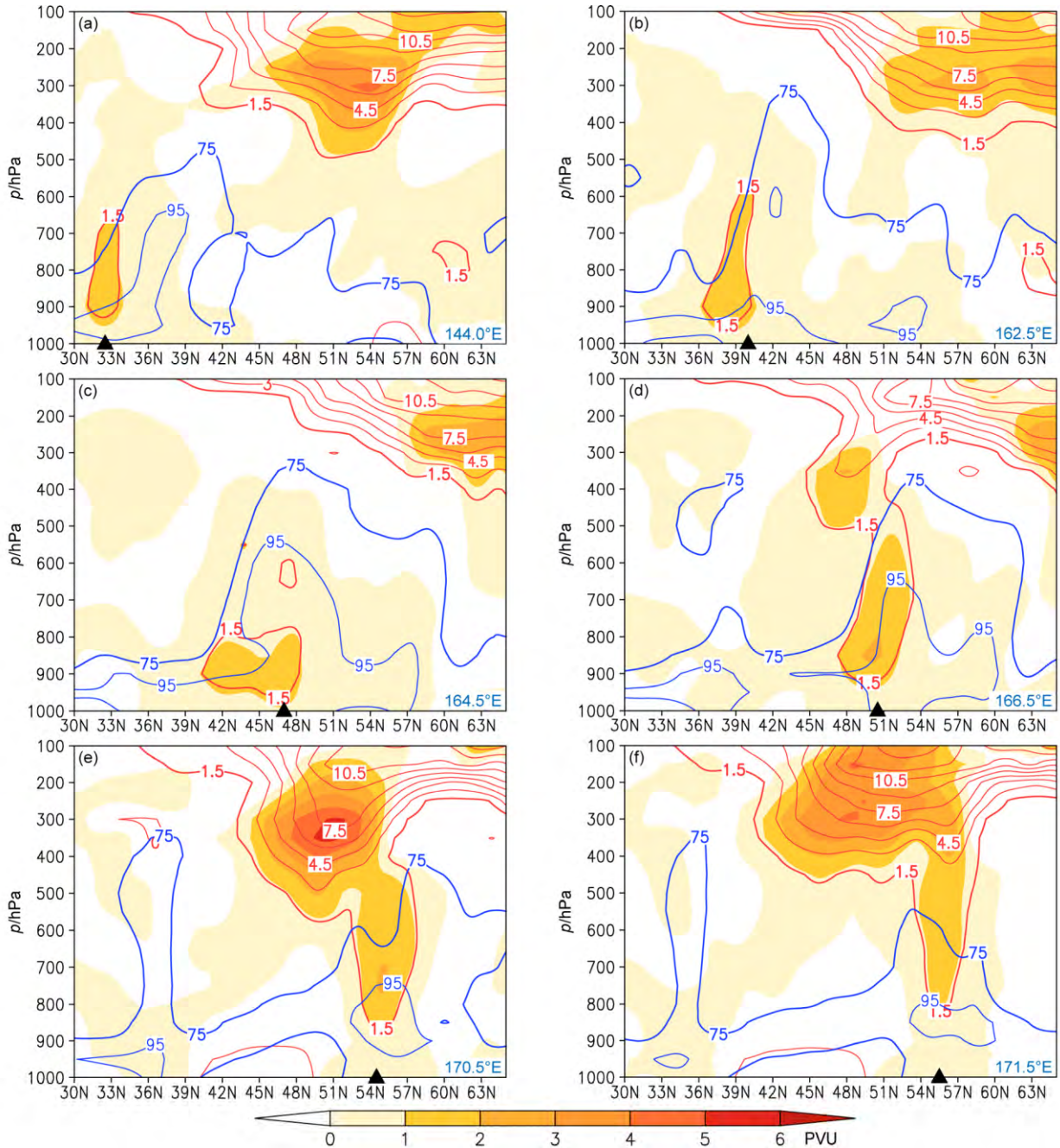


图 7 位涡 (红色实线, 单位: PVU, 粗线为 1.5 PVU 等值线), 相对于整个模拟时段的位涡异常 (阴影, 单位: PVU) 和相对湿度 (蓝色实线, 粗线为 75% 等值线) 的垂直剖面 (以气旋 A 为中心, 3 个经度内纬向平均的经向剖面图), 其中三角形代表地面气旋中心的位置。(a) 2014 年 11 月 6 日 15:00; (b) 2014 年 11 月 7 日 03:00; (c) 2014 年 11 月 7 日 09:00; (d) 2014 年 11 月 7 日 15:00; (e) 2014 年 11 月 8 日 00:00; (f) 2014 年 11 月 8 日 06:00  
Fig. 7 Cross sections (zonally averaged within 3 degrees centered at the central longitude of the cyclone A) of PV (red solid lines, units: PVU, 1 PVU=10<sup>-6</sup> m<sup>2</sup> K s<sup>-1</sup> kg<sup>-1</sup>; the bold line is the 1.5-PVU contour), PV anomalies relative to the whole simulation period (shaded, units: PVU), and relative humidity (blue solid lines, the bold line is the 75% contour), the triangles represent positions of the cyclone's centers. (a) 1500 UTC 6 November 2014; (b) 0300 UTC 7 November 2014; (c) 0900 UTC 7 November 2014; (d) 1500 UTC 7 November 2014; (e) 0000 UTC 8 November 2014; (f) 0600 UTC 8 November 2014

300 hPa, 为降水的维持提供了必要条件。本阶段的初期, 气旋上层的对流层顶折叠有所减弱, 随着气旋的东北向移动进入急流中心区 (图 5c 和 5d), 本阶段后期, 气旋 A 上层的对流层顶褶皱强度增大

(图 8e 和 8f), 伴随的正位涡异常增强, 向下伸展可达约 550 hPa。截止 11 月 7 日 15:00, 气旋 A 凝结潜热释放所造成的正位涡异常与其上层对流层顶褶皱所造成的位涡异常达到了近似直立的耦合

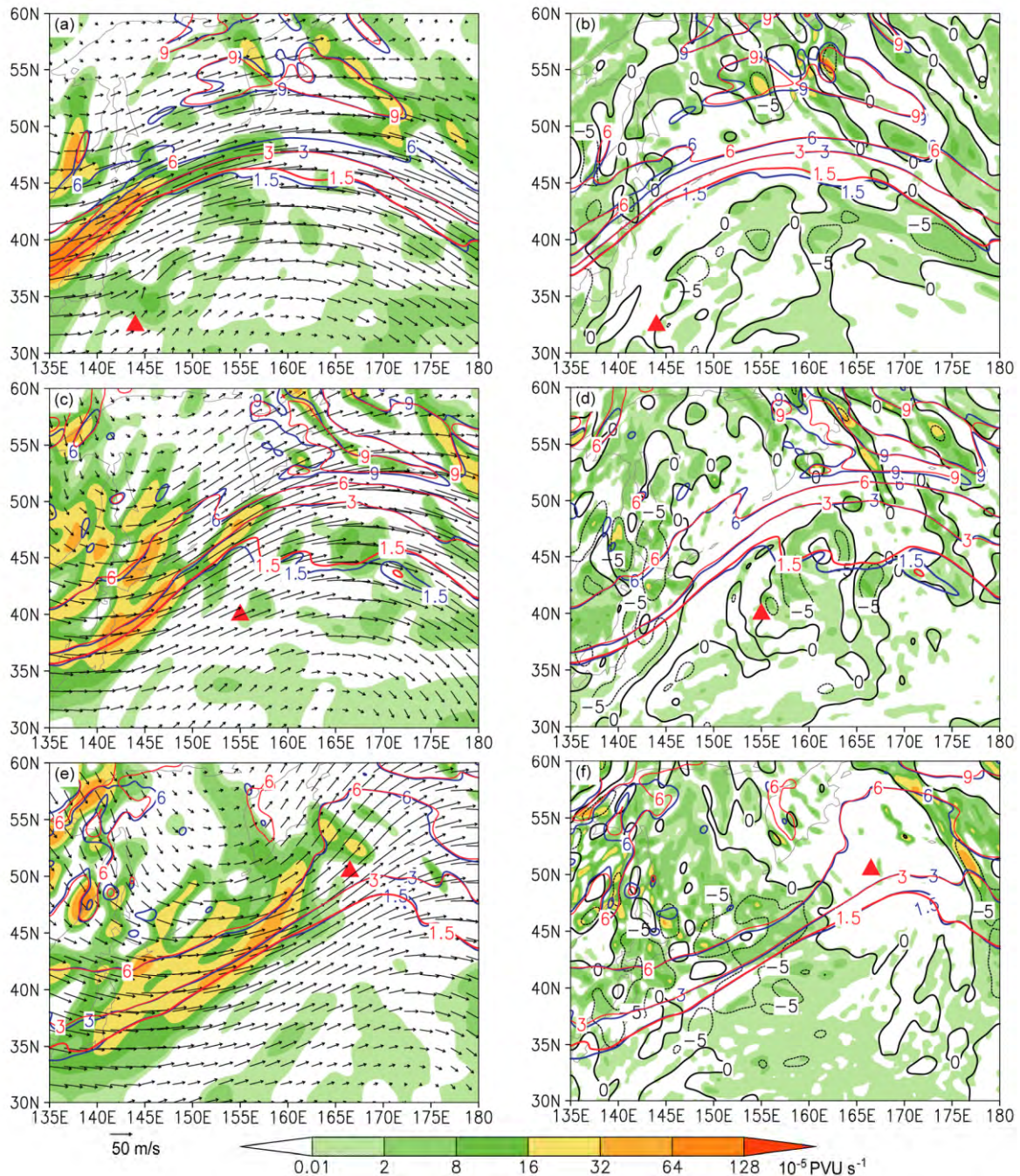


图 8 200 hPa 水平位涡平流 (阴影, 单位:  $10^{-5}$  PVU  $s^{-1}$ )、位涡 (蓝色实线, 单位: PVU)、位涡异常场 (红色实线, 单位: PVU) 和水平风 (矢量, 单位:  $m s^{-1}$ ) 分布 (左列); 200 hPa 垂直位涡平流 (阴影, 单位:  $10^{-5}$  PVU  $s^{-1}$ )、位涡 (蓝色实线, 单位: PVU)、位涡异常 (红色实线, 单位: PVU) 和垂直速度 (黑色线, 单位:  $cm s^{-1}$ ) 分布 (右列)。(a, b) 2014 年 11 月 6 日 15:00; (c, d) 2014 年 11 月 7 日 03:00; (e, f) 2014 年 11 月 7 日 15:00; (g, h) 2014 年 11 月 8 日 06:00

Fig. 8 Left column: Horizontal potential vorticity (PV) advection (shaded, units:  $10^{-5}$  PVU  $s^{-1}$ ), PV (blue solid lines, units: PVU), PV anomalies (red solid lines, units: PVU), and horizontal wind at 200 hPa (vectors, units:  $m s^{-1}$ ); right column: Vertical PV advection (shaded, units:  $10^{-5}$  PVU  $s^{-1}$ ), PV (blue solid lines, units: PVU), PV anomalies (red solid lines, units: PVU), and vertical velocity at 200 hPa (black solid and dashed lines, units:  $cm s^{-1}$ ). (a, b) 1500 UTC 6 November 2014; (c, d) 0300 UTC 7 November 2014; (e, f) 1500 UTC 7 November 2014; and (g, h) 0600 UTC 8 November 2014

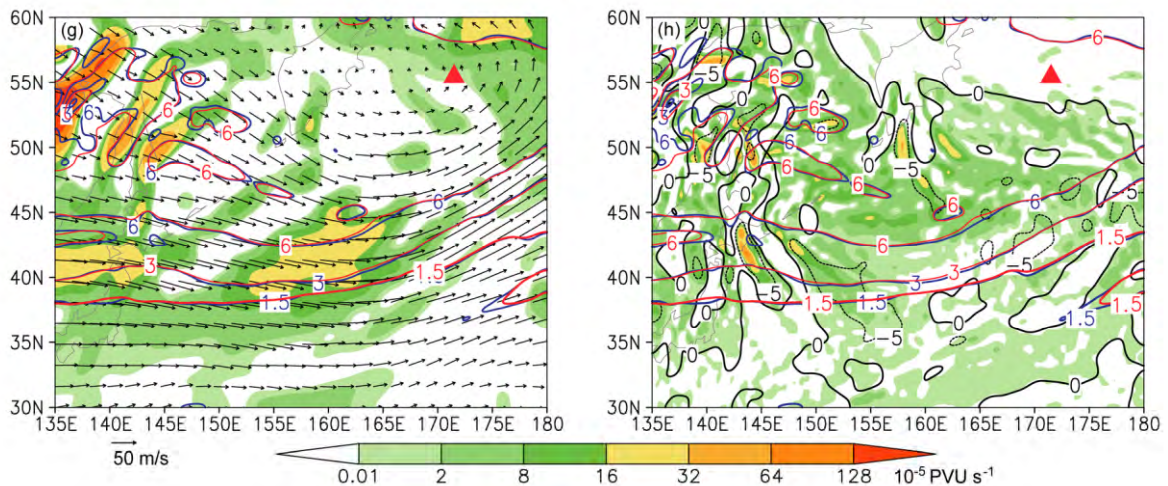


图 8 (续)  
Fig. 8 (Continued)

状态, 这为气旋 A 的快速发展提供了有利的条件。爆发后期 (8 日 00:00 至 06:00), 气旋 A 逐渐向东北方向移出高空急流区 (图 5e), 其上层的对流层顶皱褶强度依然较大 (图 8g 和 8h), 涡旋中上层对应的正位涡异常达到最强 (图 7e 和 7f), 然而, 由于气旋 A 的向北移出, 其之前近似直立的高、低层正位涡异常的耦合状态开始减弱, 因此气旋 A 的发展速度减缓 (图 3)。

## 5 分片位涡反演结果

### 5.1 位涡异常的分片方法

分片位涡反演方法大致有以下 4 步 (费建芳等, 2011): (1) 求取平均场, 即计算位涡, 位势和流函数的平均态, 本文对整个模拟时段进行时间平均来表征平均场; (2) 计算异常/扰动场, 即求得瞬时位涡, 位势和流函数场相对于平均场的异常/扰动; (3) 对扰动位涡场进行合理分片, 选取恰当的标准, 分离出对应于特定系统的位涡异常; (4) 针对各部分位涡异常分别进行反演, 求出此位涡异常所对应的扰动风场和扰动位势高度场等各个量。

本文使用分片位涡反演的常用分片方法, 根据爆发气旋的垂直结构 (4.2 节), 将正位涡异常分为高层 (Up Level, UL)、中层 (Middle Level, ML) 和低层 (Low Level, LL) 3 个部分 (Wu et al., 2011; Fu et al., 2014)。相对湿度 75% 的等值线被用于区分一个位涡异常是否是由降水凝结潜热造成, 由图 7 可知, 这个标准可以较有效地实现干区和湿区位涡的分离。

根据位涡的收支方程式 2, UL 内的正位涡扰动主要是由对流层顶的皱褶造成 (正位涡的向下输送), 因此, 该层内仅保留相对湿度低于 75% 的正位涡扰动, 而负位涡扰动和高于 75% 相对湿度的正位涡扰动都赋值为 0。参考气旋 A 的整个爆发时段对流层顶皱褶所能引起正位涡扰动的垂直范围, 该层设定为 600~150 hPa (图 7)。ML 的设计为只考虑降水凝结潜热释放造成的正位涡异常, 考虑到水汽的主要垂直分布 (图 7), 选取的层次范围是 950~300 hPa, 本层内, 只有相对湿度超过 75% 的正位涡异常才予以保留, 其它部分均设为 0。LL 的设计是仅关注对流层低层的斜压过程 (对流层低层的位温扰动可以等效于位涡扰动, 因此强的暖平流可以造成正位涡异常) 造成的正位涡异常, 在本层内只有相对湿度低于 75% 的正位涡异常才予以保留, 其余部分均设为 0。就整个正位涡异常的空间而言, 还有两个部分, 即高层湿环境和中间层干环境中的正位涡异常, 但由于这两部分所占的比重较小 (Fu et al., 2014), 因而可以将它们忽略。

### 5.2 分片位涡的反演结果

爆发初期 (7 日 03:00 至 06:00), 由于对流层顶皱褶产生的正位涡异常距离气旋 A 较远, 因而在气旋中心的范围内其作用较小 (图略), 此时, 由于降水较强, 气旋中心范围内存在显著的正位涡异常 (图 7a), 与此正位涡异常相对应的是负的位势高度扰动和正涡度扰动 (图略), 正是这两个因子的作用, 使得气旋开始进入爆发期。此外, 本阶段内, LL 层内与暖平流相关的正位涡异常很弱 (图略), 因而其对爆发气旋的作用相对于其他因子小

得多 (图略)。

爆发强盛时期 (7 日 09:00 至 21:00), 由于气旋 A 向东北方向移动进入对流层顶的皱褶区 (图 8e 和 8f), 因而气旋上层的正位涡异常区逐渐扩大、

增强 (图 9a-9c), 这部分 (即 UL 层) 的正位涡异常主要由高层平流层的大值位涡下传形成 (图 8 右列)。图 9a-9c 中给出的是 UL 中正位涡异常所伴随的扰动位势高度场和扰动涡动场, 由图可知, 高度

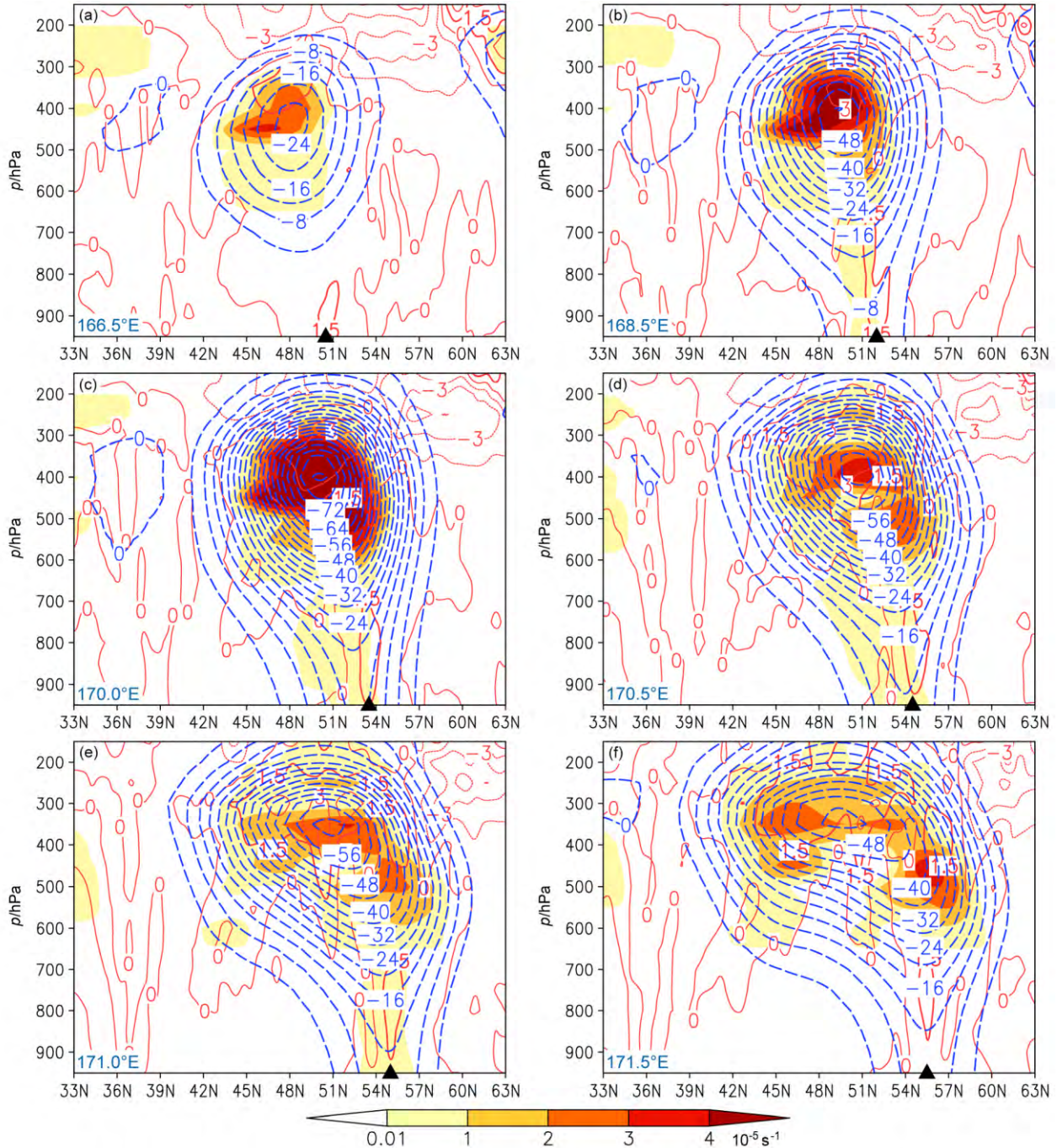


图 9 高层 (600~150 hPa) 位涡异常分片位涡反演结果的垂直剖面 (以气旋为中心 5 度范围内纬向平均的经向剖面), 阴影表示扰动涡度 (单位:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ), 红色线表示扰动位涡 (单位: PVU, 粗线是 1.5 PVU 等值线), 蓝色线表示扰动位势高度场 (单位: gpm)。(a) 2014 年 11 月 7 日 15:00; (b) 2014 年 11 月 7 日 18:00; (c) 2014 年 11 月 7 日 21:00; (d) 2014 年 11 月 8 日 00:00; (e) 2014 年 11 月 8 日 03:00; (f) 2014 年 11 月 8 日 06:00

Fig. 9 Cross sections (zonally averaged within 5 degrees centered at the central longitude of the cyclone A) of the PPVI (Piecewise Potential Vorticity Inversion) results of the up-level (600-150 hPa) PV anomalies. The shadings stand for the perturbation vorticity (units:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ), red solid lines show the PV anomalies (units: PVU, and the bold line is the 1.5-PVU contour), and the blue dashed lines represent geopotential height perturbation (units: gpm). (a) 1500 UTC 7 November 2014; (b) 1800 UTC 7 November 2014; (c) 2100 UTC 7 November 2014; (d) 0000 UTC 8 November 2014; (e) 0300 UTC 8 November 2014; (f) 0600 UTC 8 November 2014

场和涡度场扰动的大值区主要位于对流层的中高层，其最大值中心出现在比高层正位涡异常中心略低的层次。随着高层正位涡异常的增强，其伴随的位势高度场和涡度场扰动显著增强。本阶段初期，高层位涡异常所伴随的显著的正涡度扰动和负位势高度扰动未能下伸到 800 hPa 及其以下的层次（图 9a），因此，此时段内高层位涡异常的强迫对

爆发气旋的作用并不显著。此后，随着涡旋的东北向移动，高层正位涡异常增大，其伴随的正涡度扰动和负位势高度扰动也显著增强，可以下伸到地面，成为维持爆发气旋快速发展的重要因子之一。导致爆发气旋快速发展的还有一个有利因子，那就是降水凝结潜热造成的正位涡异常。由图 10a、10b 可知，这部分正位涡异常在气旋 A 爆发强盛时期一

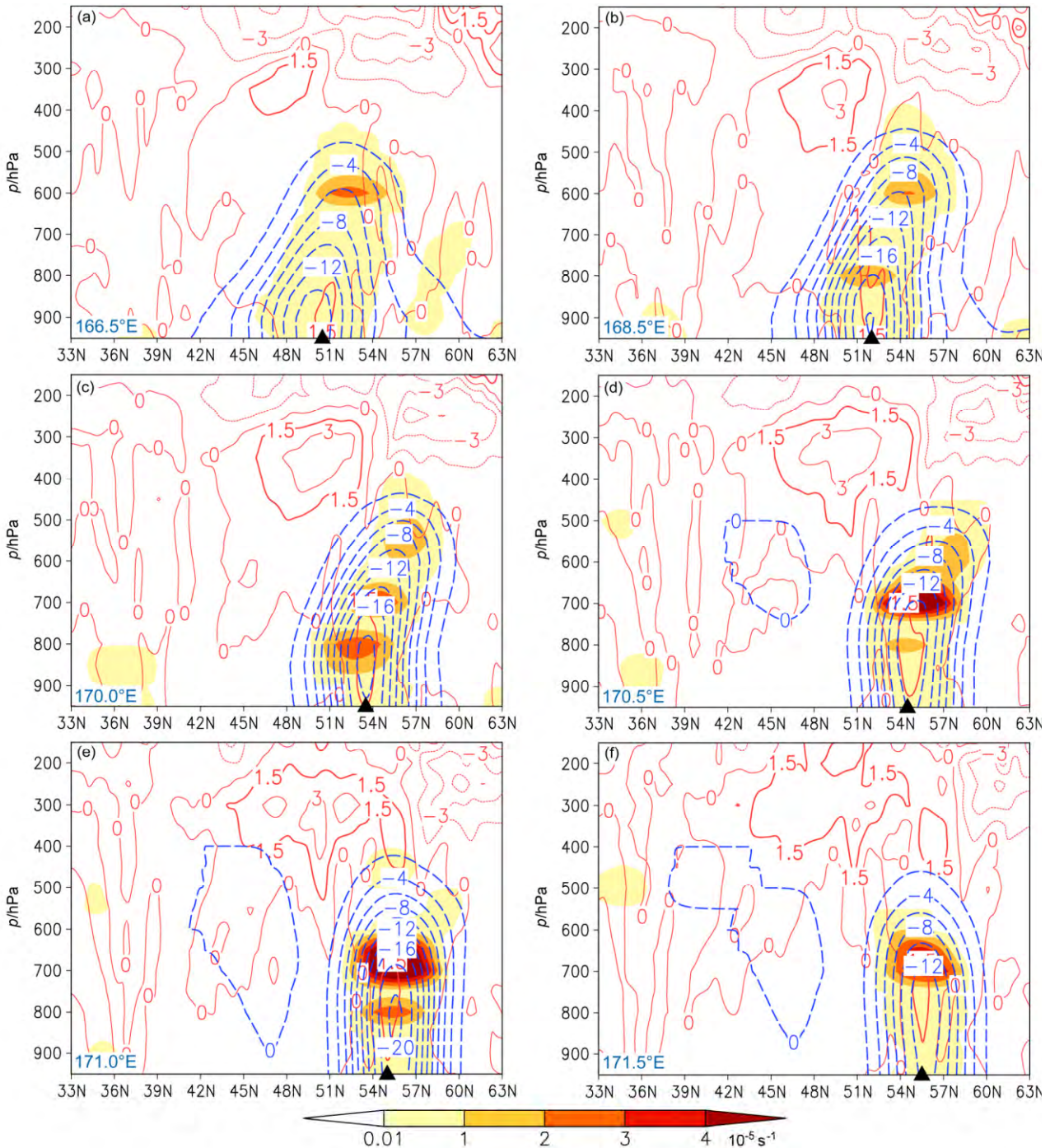


图 10 同图 9，但为中层（950~300 hPa）位涡异常分片位涡反演结果的垂直剖面

Fig. 10 Same as Fig. 9 but for cross sections of the PPVI results of the mid-level (950-300 hPa) PV anomalies

直维持较大的强度，这是由于降水在本阶段内维持较强的缘故。与此部分正位涡异常相伴随的负位势高度场扰动和正涡度扰动主要位于对流层的中低层，其中，负位势高度扰动的中心主要位于 800 hPa 以下，并以气旋 A 的中心为中心。

本阶段内，LL 层内与暖平流相关的正位涡异常依然较弱（图 11a-11c），其伴随的负位势高度扰

动和正涡度扰动主要位于 700 hPa 以下，相比于 UL 和 ML 层内的正位涡异常作用弱得多。以涡旋中心区域内水平平均的（ $8^{\circ} \times 8^{\circ}$  的网格）850 hPa 位势高度扰动为指标，发现本时段内，造成气旋 A 爆发性发展的最主要因子是 ML 层潜热造成的正位涡异常，其贡献率约为 62%，UL 层内对流层顶皱褶引起的正位涡异常是第二有利的因子，其贡献率约为 37%。

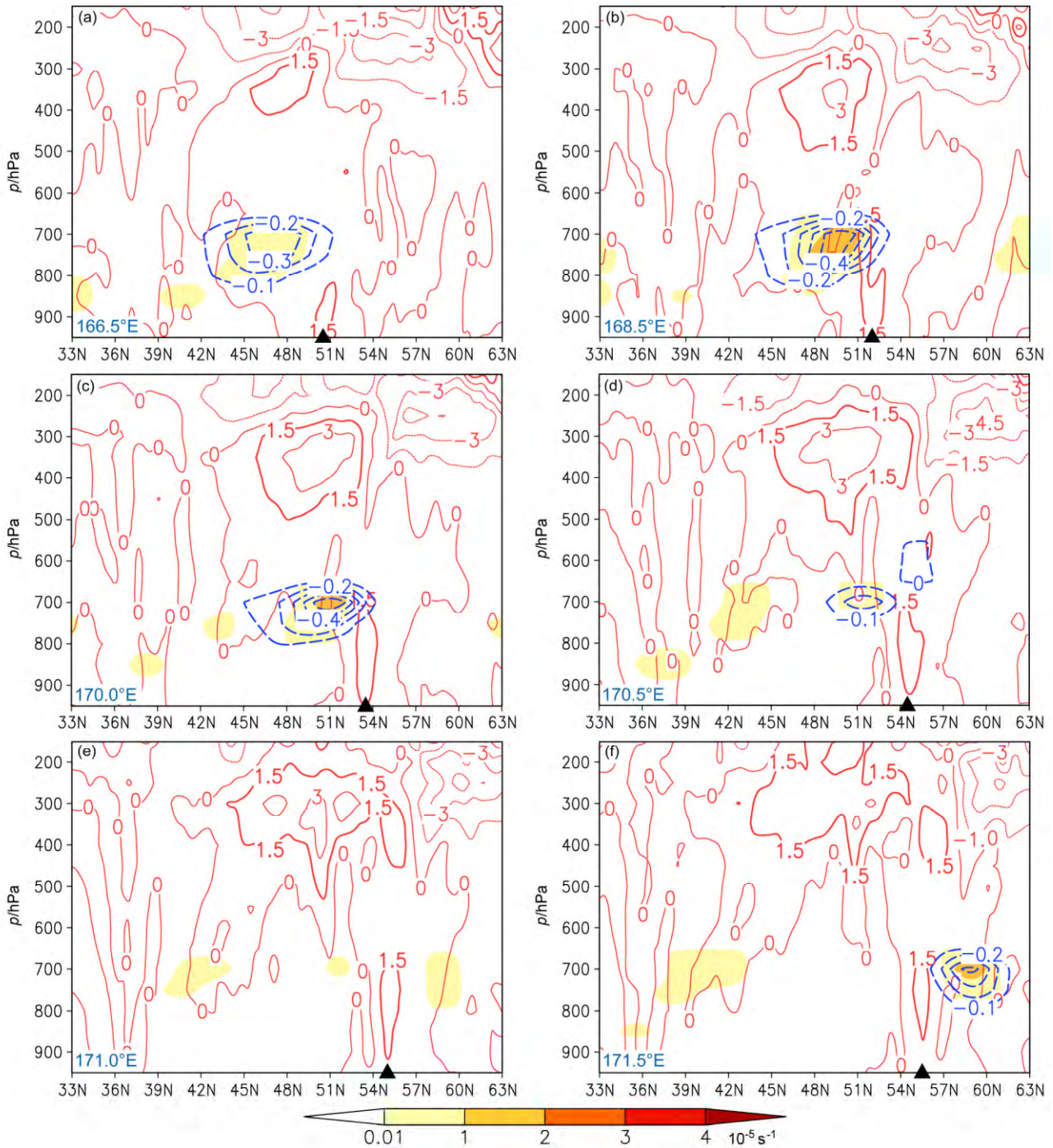


图 11 同图 9，但为低层（950~700 hPa）位涡异常分片位涡反演结果的垂直剖面

Fig. 11 Same as Fig. 9, but for cross sections of the PPVI results of the low-level (950-700 hPa) PV anomalies

气旋 A 爆发后期 (8 日 00:00 至 06:00), UL 层内的正位涡异常强度维持较强 (图 9d-9f), 随时间增长向上收缩, 其对应的负位势高度扰动维持较强, 其中心区仍然主要位于对流层高层, 但强度随时间减弱, 相比于负位势高度扰动强度的减弱, 扰动涡度的减弱更显著。随着降水的变化 (图略), ML 层内凝结潜热所造成的负位势高度和正涡度扰动的强度随时间减弱 (图 10d-10f)。随着暖平流的减弱 (图 6e 和 6f), 其伴随的负位势高度和正涡度扰动相比于爆发强盛时期显著减弱。上述的各个有利因子强度的减弱可以解释为何气旋 A 的发展速度有所减缓 (图 3)。同样以涡旋中心区域内水平平均的 ( $8^{\circ} \times 8^{\circ}$  的网格) 850 hPa 位势高度扰动为指标, 发现本时段内, 造成气旋 A 爆发性发展的最主要因子是 UL 层内对流层顶皱褶引起的正位涡异常, 而由 ML 层潜热造成的正位涡异常变成了第二有利的因子, 其贡献率分别为 56% 和 43%。

## 6 结论和讨论

本文基于 GFS 再分析数据, 对 2014 年 11 月上旬发生在西北太平洋的一次极端强度的温带爆发气旋进行了数值模拟, 主要结论如下:

模式较成功地模拟了气旋爆发期间的大气环流特征, 较好地抓住了气旋的阶段演变趋势及其转折点, 模拟气旋的路径, 强度和中心气压变化率均与 GFS 再分析资料有较好的一致性。模拟的降水分布、强度和演变均与实况分布较为吻合。模拟结果表明, 该气旋的爆发性发展时段维持了约 27 h。气旋在 2014 年 11 月 7 日 03:00 开始爆发, 其最大加深率为 3.98 Bergeron, 中心最低气压为 919.2 hPa, 2014 年 11 月 12 日 18:00 左右, 气旋消亡。

根据气旋的中心 SLP 和中心气压加深率等特征, 可将其生命史划分成 5 个阶段。爆发前, 气旋位于高空急流入口区右侧和对流层中层短波槽前部, 对流层低层气旋东北部有较强的暖平流; 气旋爆发后, 其中心逐渐靠近高空急流中心区, 高层暖平流显著加强, 中层短波槽与气旋的距离逐渐缩短, 涡度平流和温度平流增强, 低层气旋中心附近暖舌逐渐增强; 发展最强时期, 气旋已位于急流中心区域, 中层短波槽已经闭合, 降水开始出现减弱; 随后气旋的发展减缓, 高空急流出现减弱, 气旋向北移出急流区, 对流层中层气旋位势高度中心和 SLP 中心逐渐重合, 斜压性逐

渐减弱, 上升运动和降水进一步减弱; 在消亡阶段, 高空气旋西部出现冷平流, 对流层中层低压中心和低层风场强度均出现减弱, 低层水汽逐渐减少, 降水显著减弱, 气旋逐渐填塞消亡。根据 Kuwano-Yoshida and Asuma (2008) 对西北太平洋爆发性气旋的分类, 此次气旋属于太平洋—海洋型 (PO-O) 气旋。从演变机制来看, 此次气旋符合 PO-O 型气旋的一些特征, 暖锋后弯结构较为明显。但需要注意的是, 与经典的气旋演变过程有所不同, 此次爆发气旋是台风经过温带变性演变而来, 在其爆发性发展前期低层已经有闭合低压中心。

对爆发气旋垂直结构进行分析发现, 整个爆发阶段, 气旋周围的位涡异常中心主要集中在对流层中高层和对流层低层这两个区域。根据位涡异常的分布, 将其划分成高层 (UL)、中层 (ML) 和低层 (LL), 分别对应于高层较干环境, 中层较湿环境和低层较干环境下的位涡异常, 造成这些正位涡异常的主导因子分别为对流层顶皱褶、水汽凝结潜热释放和锋面斜压过程。利用分片位涡反演方法对各部分位涡异常的分析表明, 整个爆发阶段, UL 层和 ML 层位涡异常对气旋的发展占主要作用, LL 层的位涡异常对气旋发展作用较小。爆发初期, 由于降水较强, 对流层中低层出现正位涡异常, 与此正位涡异常相对应地出现负位势高度扰动和正涡度扰动, 这两个因子的作用, 使得气旋开始爆发; 随后气旋向东北方向移动进入对流层顶的皱褶区, 平流层的大值位涡下传使得高层正位涡异常区逐渐扩大、增强, 其伴随的负位势高度场和正涡度场扰动显著增强; 在气旋发展的强盛时期, 高层正位涡异常增大, 其伴随的正涡度扰动和负位势高度扰动也显著增强, 其范围可以下伸到地面, 低层降水凝结潜热造成的正位涡异常在这一时期一直维持较大的强度, 这两个因子是爆发气旋快速发展的主要原因。计算各层位涡异常对 850 hPa 位势高度扰动的相对贡献发现, 气旋发展强盛时期, ML 层潜热造成的正位涡异常占主要作用 (约 62%), 而在气旋发展的后期, UL 层的位涡异常占主要作用 (约 56%)。这表明虽然对流层顶皱褶和降水凝结潜热释放是本次爆发气旋快速发展的重要原因, 但是在气旋的不同发展阶段, 其相对重要性有所不同。

## 参考文献 (References)

Allen J T, Pezza A B, Black M T. 2010. Explosive cyclogenesis: A global



- climatology comparing multiple reanalyses [J]. *J. Climate*, 23 (24): 6468–6484, doi:10.1175/2010JCLI3437.1.
- Chen S J, Dell'osso L. 1987. A Numerical case study of East Asian coastal cyclogenesis [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 115 (2): 477–487, doi:10.1175/1520-0493(1987)115<0477:ANCSOE>2.0.CO;2.
- Chen S J, Kuo Y H, Zhang P Z et al. 1992. Climatology of explosive cyclones off the East Asian coast [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 120 (12): 3029–3035, doi:10.1175/1520-0493(1992)120<3029:COECOT>2.0.CO;2.
- Davis C A, Emanuel K A. 1991. Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 119 (8): 1929–1953, doi:10.1175/1520-0493(1991)119<1929:PVDOC>2.0.CO;2.
- Davis C A, Grell E D, Shapiro M A. 1996. The balanced dynamical nature of a rapidly intensifying oceanic cyclone [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 124 (1): 3–26, doi:10.1175/1520-0493(1996)124<0003:TBDNOA>2.0.CO;2.
- 丁治英, 王劲松, 翟兆峰. 2001. 爆发性气旋的合成诊断及形成机制研究 [J]. *应用气象学报*, 12 (1): 30–40. Ding Zhiying, Wang Jinsong, Zhai Zhaofeng. 2001. The reserch for explosive cyclones on composite diagnosis and mechanics [J]. *Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese)*, 12 (1): 30–40, doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2001.01.004.
- Dudhia J. 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 46 (20): 3077–3107, doi:10.1175/1520-0469(1989)046<3077:NSOCOD>2.0.CO;2.
- Egger J. 2009. Piecewise potential vorticity inversion and vortex interaction [J]. *J. Atmos. Sci.*, 66 (10): 3208–3216, doi:10.1175/2009JAS3079.1.
- Emanuel K A, Raymond D J. 1993. *The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models* [M]. Boston, MA: American Meteorological Society.
- 费建芳, 李波, 黄小刚, 等. 2011. 位涡反演理论在台风领域中的应用研究进展 [J]. *大气科学学报*, 34 (5): 621–626. Fei Jianfang, Li Bo, Huang Xiaogang, et al. 2011. Advances in application of potential vorticity inversion theory in typhoon research [J]. *Transactions of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 34 (5): 621–626, doi:10.3969/j.issn.1674-7097.2011.05.013.
- Fu S M, Sun J H, Sun J R. 2014. Accelerating two-stage explosive development of an extratropical cyclone over the northwestern Pacific Ocean: A piecewise potential vorticity diagnosis [J]. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 66 (1): 23210, doi:10.3402/tellusa.v66.23210.
- Holton J R, Staley D O. 2004. An introduction to dynamic meteorology[J]. *American Journal of Physics*, 41(5): 752–754.
- Hong S Y, Lim J O J. 2006. The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6) [J]. *Journal of the Korean Meteorological Society*, 42 (2): 129–151.
- 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.
- Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A W. 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 111 (470): 877–946, doi:10.1002/qj.49711147002.
- 黄立文, 秦曾灏, 吴秀恒, 等. 1999. 海洋温带气旋爆发性发展数值试验 [J]. *气象学报*, 57 (4): 410–427. Huang Liwen, Qin Zenghao, Wu Xiuheng, et al. 1999. Numerical simulation and experiment study on explosive marine cyclones [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 57 (4): 410–427, doi:10.11676/qxxb1999.039.
- Iwao K, Inatsu M, Kimoto M. 2012. Recent changes in explosively developing extratropical cyclones over the winter northwestern Pacific [J]. *J. Climate*, 25 (20): 7282–7296, doi:10.1175/JCLI-D-11-00373.1.
- Kain J S. 2004. The Kain Fritsch convective parameterization: An update [J]. *J. Appl. Meteor.*, 43 (1): 170–181, doi:10.1175/1520-0450(2004)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2.
- Koshyk J N, Mcfarlane N A. 1996. The potential vorticity budget of an atmospheric general circulation model[J]. *J. Atmos. Sci.*, 53 (4): 550–563, doi:10.1175/1520-0469(1996)053<0550:TPVBOA>2.0.CO;2.
- Kuwano-Yoshida A, Asuma Y. 2008. Numerical study of explosively developing extratropical cyclones in the northwestern Pacific region [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 136 (2): 712–740, doi:10.1175/2007MWR2111.1.
- 李长青, 丁一汇. 1989. 西北太平洋爆发性气旋的诊断分析 [J]. *气象学报*, 47 (2): 180–190. Li Changqing, Ding Yihui. 1989. A diagnostic study of an explosively deepening oceanic cyclone over the Northwest Pacific Ocean [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 47 (2): 180–190, doi:10.11676/qxxb1989.023.
- Lupo A R, Smith P J, Zwack P. 1992. A diagnosis of the explosive development of two extratropical cyclones [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 120 (8): 1490–1523, doi:10.1175/1520-0493(1992)120<1490:ADOTED>2.0.CO;2.
- Martin J E, Marsili N. 2002. Surface cyclolysis in the North Pacific Ocean. Part II: Piecewise potential vorticity diagnosis of a rapid cyclolysis event [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 130 (5): 1264–1281, doi:10.1175/1520-0493(2002)130<1264:SCITNP>2.0.CO;2.
- Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave [J]. *J. Geophys. Res.*, 102 (D14): 16663–16682, doi:10.1029/97JD00237.
- Murty T S, Mcbean G A, Mckee B. 1983. Explosive cyclogenesis over the Northeast Pacific Ocean [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 111 (5): 1131–1135, doi:10.1175/1520-0493(1983)111<1131:ECOTNP>2.0.CO;2.
- Sanders F, Gyakum J R. 1980. Synoptic-dynamic climatology of the "bomb" [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 108 (10): 1589–1606, doi:10.1175/1520-0493(1980)108<1589:SDCOT>2.0.CO;2.
- Spengler T, Egger J. 2012. Potential vorticity attribution and causality [J]. *J. Atmos. Sci.*, 69 (8): 2600–2607, doi:10.1175/JAS-D-11-0313.1.
- Uccellini L W, Johnson D R. 1979. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 107 (6): 682–703, doi:10.1175/1520-0493(1979)107<0682:TCOUAL>2.0.CO;2.
- Wu L T, Martin J E, Petty G W. 2011. Piecewise Potential vorticity diagnosis of the development of a polar low over the Sea of Japan [J]. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 63 (2): 198–211, doi:10.1111/j.1600-0870.2011.00511.x.
- Yoshida A, Asuma Y. 2004. Structures and environment of explosively developing extratropical cyclones in the northwestern Pacific region[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 132 (5): 1121–1142, doi:10.1175/1520-0493(2004)132<1121:SAEOED>2.0.CO;2.
- Zwack P, Okossi B. 1986. A new method for solving the quasi-geostrophic omega equation by incorporating surface pressure tendency data [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 114 (4): 655–666, doi:10.1175/1520-0493(1986)114<0655:ANMFST>2.0.CO;2.