

辐射对高原涡形成和发展影响的模拟研究

邓中仁¹, 葛旭阳^{1,2}, 姚秀萍³, 陈明诚¹

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, 南京, 210044

2、安阳国家气候观象台, 河南, 455000

3、中国气象局气象干部培训学院, 北京, 100081

摘要: 已有研究表明辐射对热带气旋发生发展具有明显调制作用, 高原涡与热带气旋有类似的暖心低压结构, 辐射在高原涡发生发展过程中的作用也值得探讨。本文利用 ERA-Interim 再分析资料, 通过中尺度数值模式(WRF-ARW)研究了辐射日变化对高原涡个例发展的影响机制。模拟结果表明, 太阳短波辐射对高原涡的发生发展具有明显的调制作用。控制试验 (CTL; 即保留太阳辐射日变化) 较好的再现了高原涡的发展过程。在去掉短波辐射过程的夜间试验 (All_night) 中, 前期高原涡发展速度较快。而在白天 (All_day) 试验中, 短波辐射过程抑制了高原涡的发展。诊断分析表明, 夜间长波辐射冷却加强对流层温度递减率, 减弱大气静力稳定度; 同时, 大气温度的降低使得夜间相对湿度增大, 有利于对流层低层出现位势不稳定, 进而促使高原涡的形成和发展。反之, 太阳短波辐射有利于对流层高层增温, 加强大气静力稳定度, 从而抑制对流活动发展。夜间低层辐合更为强盛, 有利于上升运动的加强并诱发高原涡形成; 非平衡项结果显示, 在高原涡环流中心区域存在正值区, 而低涡四

收稿日期 2020-10-20; 网络预出版日期

作者简介 邓中仁, 男, 1996 出生, 硕士研究生 主要进行中小尺度天气学机理与数值模拟研究。 E-mail: 1395615628@qq.com

资助项目 国家重点研发项目 (2018YFC1505705; 2017YFC1502002); 宁波科技局重大项目 (2019B10025); 国家自然科学基金项目 (42030611; 91937301)

Funded by National Key Research and Development Program of China (Grant 2018YFC1505705; 2017YFC1502002); Science and Technology Innovation Project of Ningbo (Grant 2019B10025); National Natural Science Foundation of China (NSFC) (Grants 42030611; 91937301)

周为明显的负值区。从动力学和热力学特征来看，高原涡的发展与热带气旋具有一定的相似性。

关键词：太阳短波辐射；日变化；高原涡；动力、热力学特征

文章编号

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2000.19000

Simulation study on the impacts of the radiation on the formation and development of Tibetan Plateau vortex

Zhongren Deng¹, Xuyang Ge^{1,2}, Xiuping Yao³, Mingcheng Chen¹

1、 Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education (KLME)/Joint International Research

Laboratory of Climate and Environment Change (ILCEC), Nanjing University of Information Science and

Technology, Nanjing 210044, China

2、 National Climatic Station of Anyang, Henan, 455000

3、 China Meteorological Administration Training Centre, Beijing, 100081

Abstract: Existing studies have shown that radiation has a significant effect on the occurrence and development of tropical cyclone (TC), and Tibetan plateau vortex (TPV) and TC have a similar structure, same as warm-hearted and low-pressure structure, so the roles of radiation in the occurrence and development of TPV is also worth discussing. In this study, the influence of the diurnal cycle of radiation on the development of the TPV was examined by using WRF-ARW model. The results showed that the solar shortwave radiation has a significant effect on the occurrence and development of TPV. The control run (CTL; with diurnal cycle of solar shortwave radiation) well reproduced the development process of the TPV. In the experiment with turning off the shortwave radiation (All_night), the TPV developed much faster at the early stage, whereas in the daytime experiment (All_day), the shortwave radiation greatly suppressed the development of TPV. The diagnostic analysis indicated that the longwave radiation cooling steepened the tropospheric lapse rate and thus weakened the atmospheric static stability; Additionally, the decreases in temperature

increased the relative humidity at night, which was conducive to potential instability in the lower troposphere and thus promoted the formation and development of TPV, Conversely, solar shortwave radiation warmed the upper troposphere and strengthened the static stability, which inhibited the development of convection. The convergence at lower layer is stronger at night than day, which is beneficial to the enhancement of the ascending motion and the formation of the TPV; The unbalance term indicated that, with the center of the TPV corresponding to the positive area of the unbalanced term and the outer edge of the TPV with the negative area of the unbalanced term. Numerical results showed that the development of TPV bears many similarities to tropical cyclogenesis in terms of dynamics and thermodynamics.

Key words: solar shortwave radiation; diurnal cycle; plateau vortex; dynamic and thermodynamic characteristics

1 引言

青藏高原对整个东亚地区的大气环流具有重要的动力及热力作用 (Ye, 1950; 叶笃正, 1957)。高原低涡作为北半球夏季青藏高原上特殊的低压系统, 其水平尺度为 400-800 km, 垂直尺度可达 2-3km (叶笃正等, 1979), 是直接影响高原地区降水的主要系统。在一定的环流背景下, 部分高原涡可以东移出高原地区, 从而导致我国长江中下游地区的强对流天气过程 (杨克明等, 2001; 何光碧等, 2010; 郁淑华等, 2010), 因此研究高原涡发生及发展的机制具有重要意义。

国内外已有大量研究针对高原涡发生、发展机制进行探讨 (Dell'Osso and Chen, 1986; Zheng et al., 2013; 李国平等, 2006)。一些研究认为在高原涡生成阶段, 凝结潜热起到了至关重要的作用 (Wang, 1987; Li et al., 2011); 另一些研究则指出地表感热对于高原涡的生成更为关键, 而凝结潜热对于高原涡的发展及维持具有显著的影响 (Shen et al., 1986a; 李黎等, 2019)。Li et al. (2014、2018) 研究表明, 在白天高原涡发生频率较低, 而夜间其发生频率迅速增加。这意味着高原涡的发生频率具有明显的日变化特征。辐射过程调制对流活动日变化的物理机制相对清楚。Webster et al. (1980) 指出, 夜间云顶存在长波辐射冷却, 导致温度递减率加大, 从而促使了对流的发展; 而在白天, 云顶受到短波辐射加热的影响, 温度递减率减小, 静力稳定度增加抑制对流过程。作为热带地区典型的灾害性天气系统, 热带气旋也具有明显的日变化特征 (Kossin, 2002; Dunion et al., 2014)。大量研究表明辐射日变化对热带气旋的生成有明显的影响 (Melhauser and Zhang, 2014; Tang et al., 2016; Ge et al., 2014), Melhauser and Zhang (2014) 指出, 夜间由于高层辐射冷却大于低层, 使得静力稳定度减小, 从而促进了低涡的发展。Tang et al. (2016) 指出, 太阳短波辐射有利于对流层高层增温, 加强大气静力稳定度, 从而抑制对流活动发展, 由此可见, 辐射日变化对热带气旋的生成有明显的影响。由于高原涡与热带气旋具有一定的相似性, 如: 两者都具有眼的结构, 并且均为暖

心结构，但因为热带气旋的强度、所在区域与高原涡不一样，所以，两者暖心的强度和所处高度也会有所不同（罗四维等, 1992、1993）。因此，本文借鉴前人研究热带气旋的方法（Tang et al., 2016; Ge et al., 2014），通过个例模拟来探究辐射日变化对高原涡发展的影响机制。

2. 1 模式及数值试验设计

本文采用中尺度数值模式 WRF-ARW(3.9 版本)，模拟时间为 2013 年 6 月 03 日 00 时-7 日 00 时（世界时，下同）。模式的初始条件及边界条件采用逐 6 小时，水平分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 的 ERA-Interim 再分析资料。模式区域采用双层嵌套，中心为 $(32.5^\circ\text{N}, 102.5^\circ\text{E})$ ，网格点分别为 295×176 和 298×151 ，水平分辨率为 27 km 和 9 km，模式垂直层次为 55 层。采用的物理参数化方案：Eta (Ferrier) 云微物理方案，RRTM 长波辐射方案，Dudhia 短波辐射方案，MM5 Monin-Obukhov 近地面层方案，Noah 陆面过程方案，Betts-Miller-Janjic 积云参数化方案。

在 Dudhia 短波辐射方案（1989）中，太阳短波辐射的强度随太阳与地球表面之间的夹角而变化。例如在中午时分天顶角最大，即对应的短波辐射强度最大。反之，在午夜短波辐射强度则为零。因此通过改变模式中的当地时间，可以调整太阳高度角，进而改变太阳短波辐射强度。本文设计以下三组试验（表 1）：控制试验（CTL）具有完整的短波辐射日循环；在 All_day 试验中，将模式局地时间固定在正午 12 时，以此得到最强的短波辐射强度；在 All_night 试验中，将整个模式积分过程中局地时间设置为午夜 00 时，以此去掉太阳短波辐射的影响。

表 1 试验的描述

Table 1. Description of the experiments

试验名称	描述
CTL	太阳短波辐射具有完整的日循环
All_night	太阳短波辐射的强度固定在午夜 (00: 00)
All_day	太阳短波辐射的强度固定在正午 (12: 00)

2.2 高原涡个例

图 1 给出了本次高原涡的观测路径以及强度，其中强度以 500hPa 涡旋中心最低位势高度表示。此次高原低涡于 6 月 4 日 12 时生成在高原东部曲麻莱地区，5 日 06 时东移出高原，此后一路向东，于 8 日 06 时入海，并逐渐减弱消亡。本文重点讨论，高原涡在高原上的时段。为检验控制试验的模拟效果，图 2 给出了 2013 年 6 月 4 日 06、12 时，基于 ERA-Interim 再分析资料给出的此次高原涡个例及 CTL 试验模拟的高原涡情况。由图 2a、b 看出，在 4 日 06 时，低层 500 hPa 有竖切变线的存在。CTL 试验中高原涡生成前的环流场和高原涡生成的位置与再分析资料中环流场形势较为一致，说明 CTL 试验较好的再现了高原涡生成过程。因此，本文将利用 CTL 试验结果对该高原涡演变过程进行诊断分析。

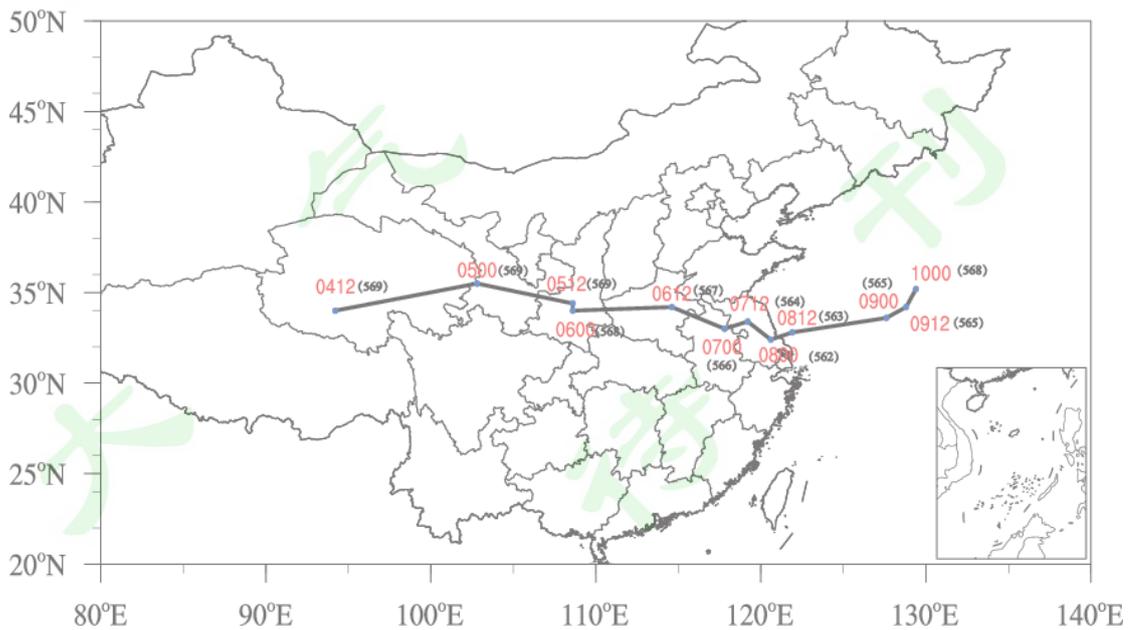


图 1 2013 年 6 月 4 日 12 时-10 日 00 时高原涡观测路径，以及 500 hPa 最低位势高度

Fig.1 The observation track of TPV form 12 UTC 4 to 00 UTC 10 June 2013, and the lowest geopotential height of 500 hPa

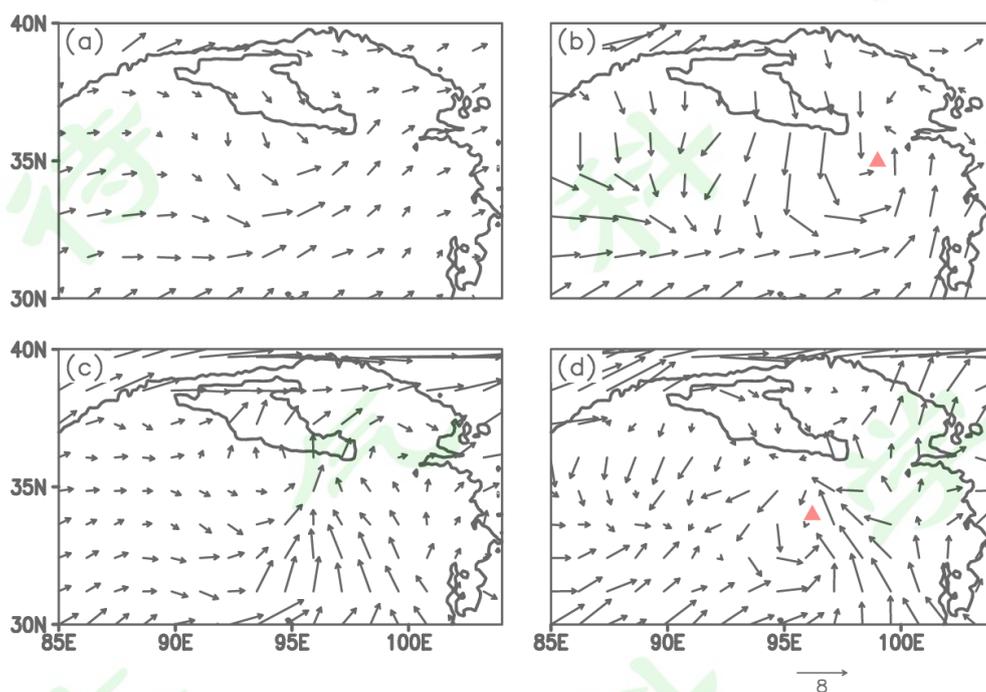


图 2 2013 年 6 月 4 日 06 时 (左列)、12 时 (右列) 500 hPa 等压面上的流场 (矢量, 单位: ms^{-1}), 等值线为地形高度在 3000 m 以上的区域, 三角形为高原涡所处的位置。(a-b) 再分析资料, (c-d) CTL

Fig. 2 Wind field (vectors, units: ms^{-1}) at 500 hPa at 0600 (left column)、1200 UTC 4 June (right column), 2013. Contours outline the Tibetan Plateau with altitude higher than 3000 m, triangle is the location of the TPV. (a-b) reanalysis data, (c-d) CTL

3 模拟结果分析

3.1.1 高原涡发展情况

前人研究指出, 小尺度对流单体对热带气旋的生成、加强起着重要的作用 (Hendricks et

al., 2004; Montgomery et al., 2006; 郭春蕊等, 2012)。考虑到高原涡与热带气旋之间存在诸多的相似性, 本文首先探讨小尺度对流单体的发展、组织情况, 这对了解高原涡生成就有着十分重要的意义。本文利用小尺度系统的垂直涡度来表征强对流单体的活动情况, 需要说明的是: 为了区分不同尺度系统之间的相互作用, 首先进行了空间滤波处理 (Ge et al., 2014; 徐梦婷等, 2016)。在本文中波长大于 100 km 以上的系统当作背景环境场; 相应的, 波长在 100 km 以下的分量则作为小尺度系统。通过改变不同滤波波长阈值 (如: 100-300 km), 所得结果基本接近。图 3 揭示了 2013 年 6 月 4 日 09、15 和 21 时, 三个时次 500 hPa 大尺度背景环流和中小尺度相对涡度随时间演变特征, 其中绿色方框为下文计算平均值所用到的涡旋中心区域 (300 km × 300 km)。

从动力学角度来看, 根据“涡度隔离”效应 (涡旋 β 效应), 即当环境场存在涡度梯度时, 小尺度正 (负) 涡度扰动趋向 (背向) 于环境场最大涡度中心, 而隔离速率与环境场涡度梯度成正比 (徐梦婷等, 2016)。从图 3 中可以看到 4 日 09 时, CTL 试验中前期环境场相对涡度较小, 小尺度对流单体分布散乱, 没有明显的向环境场涡度中心聚集特征。对比图 3d 不难发现, All_night 试验中的环境场涡度较 CTL 试验要大, 且存在明显的径向梯度, 即该组试验中“涡度隔离”效应使得小尺度对流涡旋更早的向大尺度低涡中心聚集, 为高原涡的形成提供了更好的初始条件, 这与热带气旋中积云热塔的作用类似 (Montgomery et al., 2006; Ge et al., 2015)。在 4 日 15 时, CTL 试验开始呈现出较为明显的径向梯度, 小尺度涡旋也随之开始向低涡中心聚集。此时 All_night 试验中, 随着小尺度对流系统向内聚集, 有机会聚集成一定组织化结构, 这使得 All_night 试验中高原涡强度发展的更为强盛 (图 3e)。到了 4 日 21 时, CTL 试验中小尺度对流系统在低涡中心附近形成了一个组织化的系统, 促使高原涡进一步的加强。相较之下, 在 All_day 试验中, 环境场相对涡度较同期的 CTL 和 All_night 试验都要小, 导致“涡度隔离”效应不显著, 致使小尺度对流系统分布散乱, 没有明显的向低

涡中心聚集，主要集中在涡区外围，这与高原涡发展缓慢相符。值得关注的是，到 4 日 21 时，All_night 试验中环境场相对涡度减弱，小尺度对流系统的组织化衰减，高原涡较早地进入消亡阶段。关于 All_night 试验中高原涡快速衰亡的原因将在下文详细讨论。

上述分析表明，高原涡发展快慢与其所处区域对流活动有关。为进一步比较三组试验中高原涡内区对流的活动情况，图 4 统计了 4 日 12-18 时的时间平均、低涡内区不同高度下具有特定大小的垂直速度的格点数占区域内总格点数的比例（CFAD, Yuter and Houze, 1995）。统计范围取低涡中心附近 $300\text{ km} \times 300\text{ km}$ 区域。这里横坐标表征垂直速度的大小，阴影为特定垂直速度所占的比例。由图可见，三组试验中较小的垂直速度 ($-0.2\text{ ms}^{-1} < w < 0.2\text{ ms}^{-1}$) 占据了大多数网格点，大于 0.4 ms^{-1} 的强上升运动所占据的格点数很小，此现象表明在低涡附近仅有一小部分强对流活动。这与前人研究热带气旋的情况一致（Steranka et al., 1986; Hendricks et al., 2004）。而对比 CTL 和 All_night 试验，可以清楚地看到，由于 All_night 试验中高原涡发展较快，因此，在这一时间段内的 All_night 试验中，大于 0.4 ms^{-1} 的垂直速度所占比例更大，这意味着对流活动更强。而 All_day 试验中，该比例则最小，说明对流活动较弱，低涡发展最慢。

为比较高原涡的发展过程中结构差异，图 5 给出了三组试验中低涡内区相对涡度随高度变化的演变过程。在 CTL 试验中，高原涡在白天发展较为缓慢，最大涡度中心出现在 450-400 hPa 之间，而随着时间的推移，到了夜间 4 日 15 时以后，低涡强度逐渐加强，同时最大涡度中心开始向低层延伸。在 All_day 试验中，正涡度强度较小，且最大涡度中心到 4 日 18 时后才开始缓慢向低层延伸，因此高原涡未得到明显的发展。相较于 CTL 试验，All_night 试验中低涡发展速度的更快，最大涡度中心更早的向低层延伸。4 日 06 时低涡迅速加强，到了 4 日 12-15 时低涡达到成熟阶段而后逐渐减弱。

综上所述，高原涡正涡度中心开始出现在 450-400 hPa（中层）之间，随着低涡的发展，

正涡度中心开始向下延伸，这类似于热带气旋生成中 Top-down 理论（Bister and Emanuel, 1997）。随着中尺度涡旋的发展并向下延伸时，有利于低层气旋性环流发展。

Zhang et al. (1987) 指出，在中尺度对流系统中，层状云往往对应着低层冷却下沉，中层凝结加热上升。根据连续方程，即存在中层辐合，低层辐散；而对流云呈现为整层均为凝结加热特征，动力场上对应着低层（高层）辐合（辐散）。图（6-7）给出了4日00-23时三组试验中凝结潜热及散度垂直分布特征。由图6可见，4日00-12时，CTL试验中呈现出低层冷却、中层加热的情况；与此同时，最大辐合中心位于中层，这与层状云中加热、散度廓线相似。到了4日15时以后，中层加热强度增大，并且低层冷却逐渐转为凝结加热；同时最强辐合中心开始出现在中低层，即表现为低层辐合、高层辐散的情形。这说明高原涡经历了从层状云向强对流云特征转化。All_day试验中4日00-23时，低层都有凝结冷却，而中层凝结加热强度小，从散度场分布来看低层辐合始终较CTL和All_night试验弱，表现为层状云特征，这也意味着强对流发展缓慢。在4日06-15时期间，All_night试验中，低层和中层均为凝结加热，最大辐合中心位于低层并且与中层辐散中心配合，对应着强对流的发展；到了4日15时以后，凝结加热作用减弱，低层辐合强度减小，高原涡进入衰减阶段。

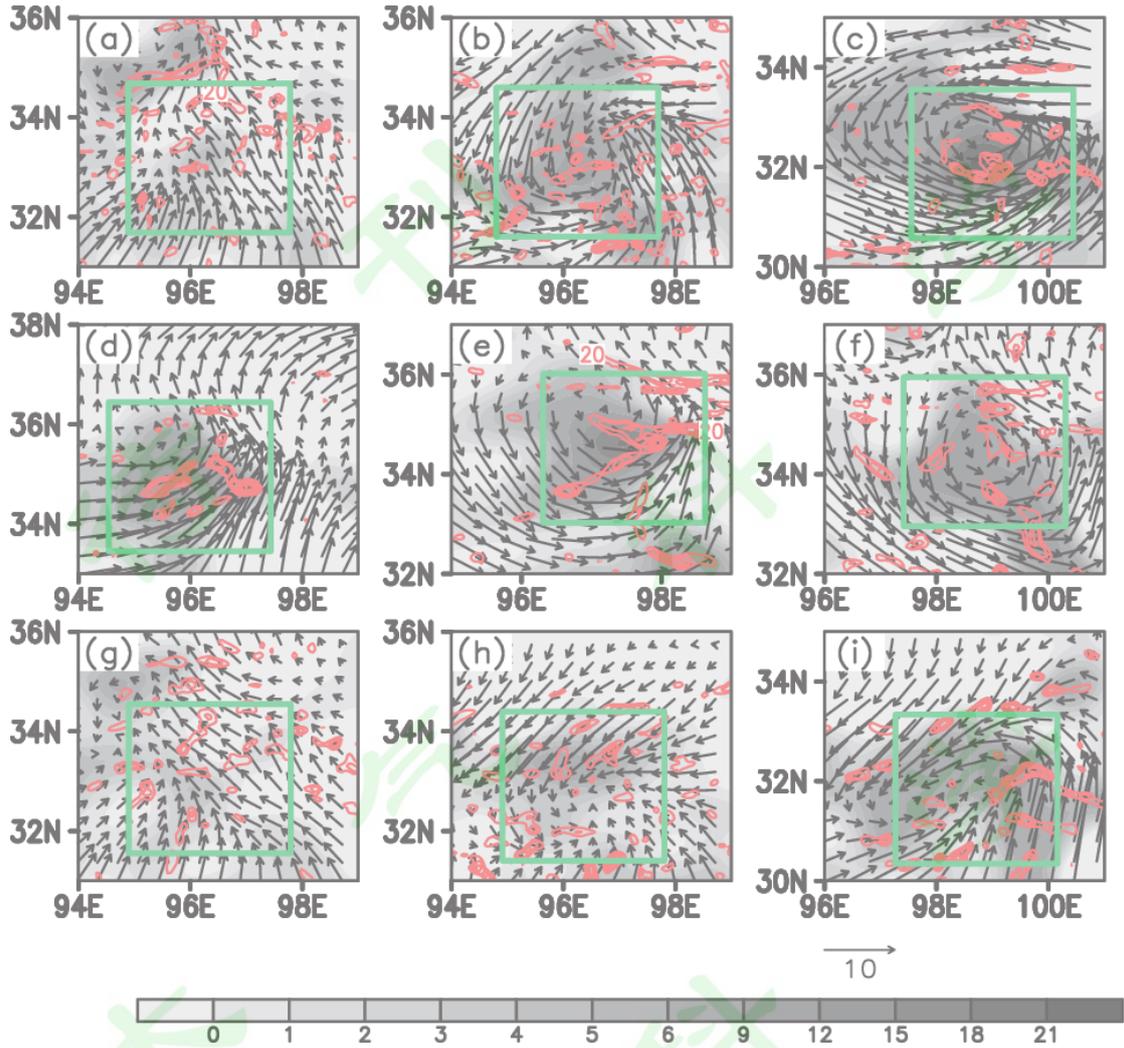


图 3 2013 年 6 月 4 日 09 时（左列）、15 时（中间列）和 21 时（右列）500 hPa 等压面上的环境场大尺度相对涡度（阴影，单位： $1 \times 10^{-5} s^{-1}$ ）、小尺度系统相对涡度（等值线，单位： $1 \times 10^{-5} s^{-1}$ ）和风场（矢量，单位： ms^{-1} ）随时间的演变，绿色方框为涡旋中心区域（ $300 \text{ km} \times 300 \text{ km}$ ）(a-c) CTL、(d-f) All_night、(g-i) All_day

Fig. 3 Large-scale relative vorticity (shaded, units: $1 \times 10^{-5} s^{-1}$), small-scale system vorticity (contour, units: $1 \times 10^{-5} s^{-1}$) and wind field (vector, units: ms^{-1}) at 500 hPa at 0900 (left column) 、1500 (middle column) and 2100 UTC 4 June (right column), 2013. (a-c) CTL、(d-f) All_night、(g-i) All_day, respectively.

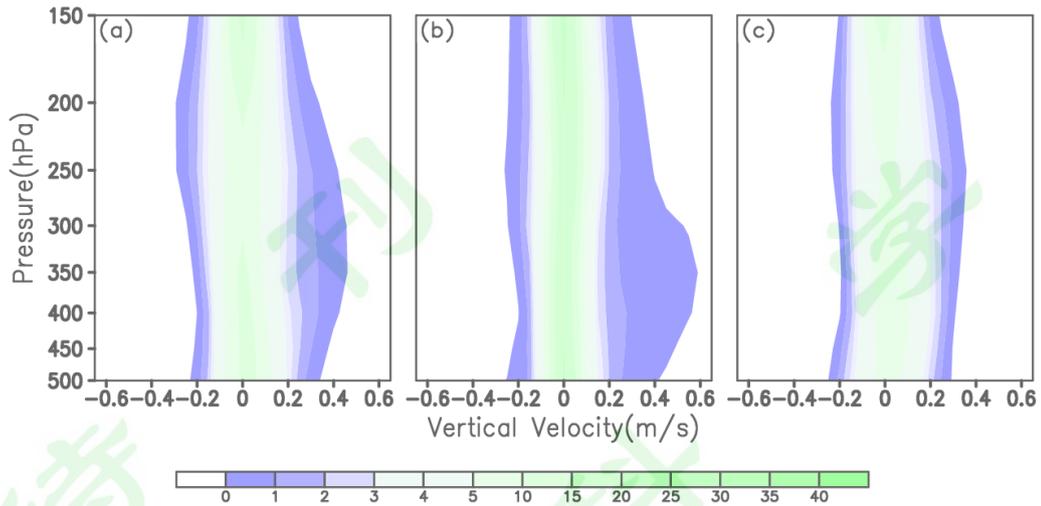


图4 高原涡中心附近 (300 km × 300 km) 时间平均 (4日 12-18时) 的CFAD (阴影, 单位: %),

(a) CTL、(b) All_night、(c) All_day

Fig. 4 The averaged CFAD (shaded, units: %) during 1200-1800 UTC 4 June, obtained from a 300 km × 300 km boxed area centered at the TPV; (a) CTL、(b) All_night、(c) All_day

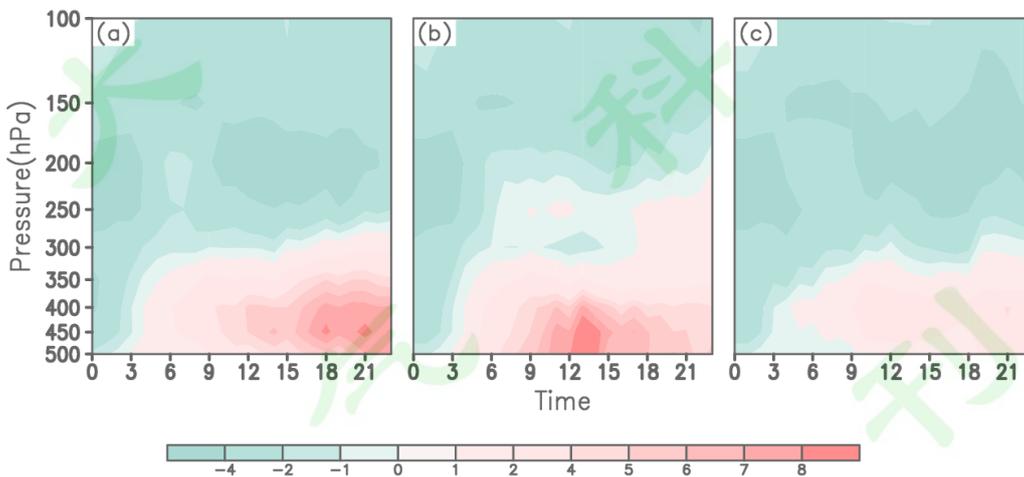


图5 2013年6月4日00-23时, 低涡中心附近区域平均 (300 km × 300 km) 相对涡度垂直分布随时间

间的变化 (阴影, 单位: $1 \times 10^{-5} s^{-1}$)。 (a) CTL、(b) All_night、(c) All_day

Fig. 5 Time evolution of the vertical profile of vorticity (shaded, units: $1 \times 10^{-5} s^{-1}$) at 0000-2300 UTC 4 June,

2013, averaged over a box area with a radius of 300 km around the vortex center. (a) CTL、(b) All_night、(c)

All_day

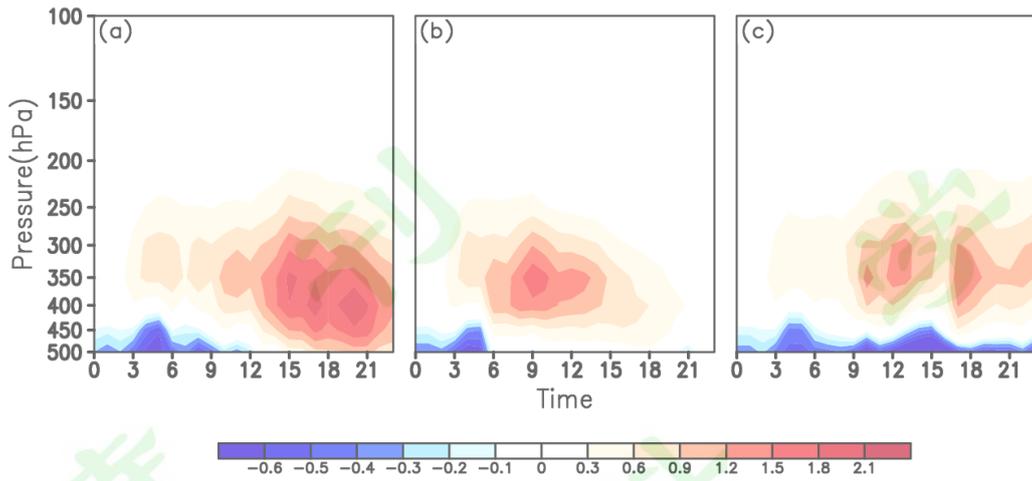


图 6 2013 年 6 月 4 日 00-23 时，低涡中心附近区域平均（300 km × 300 km）凝结潜热垂直分布随时间的变化（阴影，单位：k/h）。(a) CTL、(b) All_night、(c) All_day

Fig. 6 Time evolution of the vertical profile of latent heating (shaded, units: k/h) averaged over a 300 km × 300 km boxed area centered at the TPV; (a) CTL、(b) All_night、(c) All_day

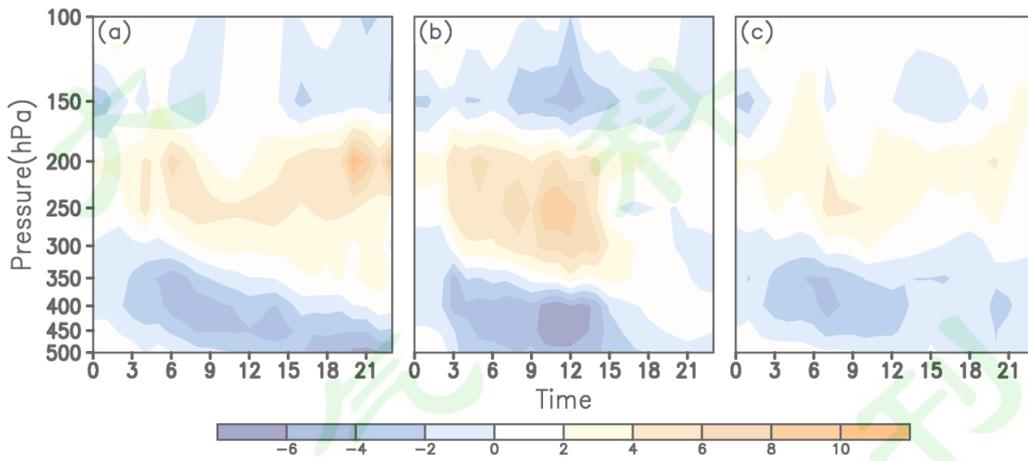


图 7 2013 年 6 月 4 日 00-23 时，低涡中心附近区域平均（300 km × 300 km）散度垂直分布随时间的变化（阴影，单位： $1 \times 10^{-5} s^{-1}$ ）。(a) CTL、(b) All_night、(c) All_day

Fig. 7 Same as Fig.5 except for the divergence (shaded, units: $1 \times 10^{-5} s^{-1}$) in (a) CTL、(b) All_night、(c) All_day, respectively.

3.1.2 Okubo-Weiss (OW) 指数

以上分析表明, 对应不同的辐射过程, 三组试验中高原涡发展存在明显的差异。为进一步揭示差异, 图 8 给出了三组试验中伴随高原涡发展过程中 Okubo-Weiss (OW) 指数的演变特征。这里 $OW = \zeta^2 - S_n^2 - S_s^2$, 其中 $\zeta (= \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y})$ 为相对涡度, $S_s (= \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y})$ 切变形变, $S_n (= \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y})$ 为拉伸形变。前人研究 (Jordi et al., 2004; 管颢等, 2016) 指出, OW 指数的大小可以反映出气旋的强度。当 $OW > 0$ 时, 即旋转效应大于形变效应, 有利于对流的发展。反之, 负的 OW 区域表明形变效应占主导作用, 则不利于对流发展及维持。由图 8 可以看到, 在 4 日 09 时, All_night 试验中 OW 指数的形态、位置与涡度中心的形态和位置比较吻合, 且数值比 CTL 和 All_day 试验要大, 表明该时刻系统旋转性较强, 有利于气旋性环流的产生。类似地, 4 日 15 时, CTL 试验中, OW 指数大值中心逐渐与相对涡度中心重合, 旋转性加强意味着高原涡的发展。相较之下, OW 指数数值较同时刻 All_night 试验要小很多, 这与高原涡强度比 All_night 试验中要弱的情况一致。而在 All_day 试验中, OW 指数的值最小, 甚至出现大范围的负值区, 即形变效应大于旋转效应。该时刻低涡四周风场以变形作用为主, 有利于切变线的生成和维持, 不利于气旋性环流的形成。在 4 日 21 时, All_night 试验中 OW 指数数值较 4 日 15 时有明显的减小, 即高原涡逐渐衰减。此后, CTL 试验中 OW 指数中心数值明显大于 All_night 试验。而 All_day 试验中 OW 指数大值中心的范围与强度都明显偏弱, 表明高原涡发展速度较慢。这些演变特征与图 3 中相对涡度演变过程一致。

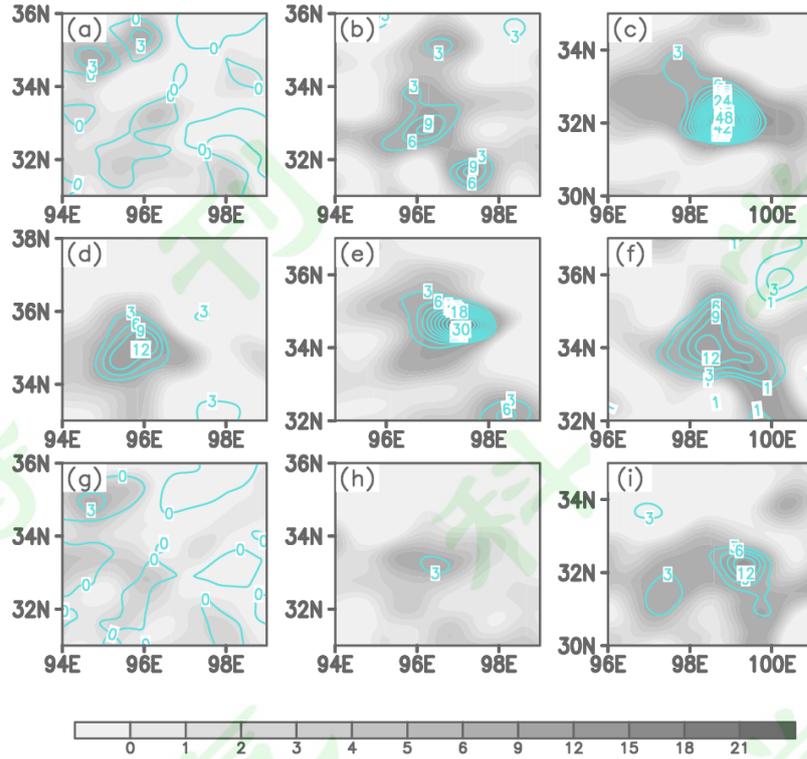


图 8 2013 年 6 月 4 日 09 时（左列）、15 时（中间列）和 21 时（右列）500 hPa 等压面上的环境场大尺度相对涡度（阴影，单位： $1 \times 10^{-5} s^{-1}$ ）、OW 指数（等值线，单位： $1 \times 10^{-9} s^{-2}$ ）随时间的演变。

(a-c) CTL、(d-f) All_night、(g-i) All_day

Fig. 8 Environmental vorticity (shaded, units: $1 \times 10^{-5} s^{-1}$), OW index (contour, units: $1 \times 10^{-9} s^{-2}$) at 500 hPa at 0900 (left column), 1500 (middle column) and 2100 UTC 4 June (right column), 2013 in (a-c) CTL, (d-f) All_night, (g-i) All_day, respectively.

3.2 动力条件

3.2.1 非平衡项分析

上述模拟结果比较清楚的表明了三组试验的差异，接下来本文将针对热、动力学过程展开讨论。对于中尺度高原涡系统而言，散度场有着至关重要的影响（马林等, 2003; 李山山等, 2017）。为此，本文利用散度方程来讨论三组试验中高原涡生成过程的差异。

$$\begin{aligned}\frac{\partial D}{\partial t} &= -\nabla^2 E + v \frac{\partial \zeta}{\partial x} - u \frac{\partial \zeta}{\partial y} + (\zeta + f) \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \\ &= -\nabla^2 E + (\zeta + f) \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \nabla(\zeta + f) \times V\end{aligned}\quad (1)$$

其中 $D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$, $E = \Phi + \frac{1}{2}(u^2 + v^2)$, Φ 为位势高度, ∇ 为二维拉普拉斯算子, $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$, $V = ui + vj$ 为二维风矢量场, $-\nabla^2 E + (\zeta + f) \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \nabla(\zeta + f) \times V$ 为非平衡项。当低层非平衡项为负值时, 对应着辐合倾向, 有利于上升运动, 反之则有利于下沉运动。在 4 日 09 时, CTL 和 All_night 试验中, 在涡旋环流中心区域附近均存在非平衡项负值大值区 (图 9), 这意味着上升运动的增强, 即有利于对流快速发展。到 4 日 15 时, CTL 试验中非平衡项正值区增大, 同时向低涡中心移动, 而低涡四周为非平衡项负值区, 加强了低涡周围的上升运动, 使得低涡得到了发展。类似地, All_night 试验中高原涡达到成熟阶段时, 非平衡项正值对应着低涡中心, 而非平衡项负值中心则位于低涡东侧。这与李国平等 (2002) 研究结果一致。在 All_day 试验中, 风场基本上呈现出类似于切变线的形势。具体来说, 33°N 以北为非平衡项负值区强度较弱, 而非平衡项正值中心区域较小有较弱的气旋性环流。从非平衡作用角度来看, All_day 试验中涡旋发展较弱。在 4 日 21 时, CTL 试验中, 虽然非平衡项正值中心的数值有所减弱, 但是正值中心与低涡中心对应, 有利于低涡中心下沉运动进而增强其暖心结构。此外, 低涡东侧有明显的非平衡项负值中心。随后高原涡继续东移, 移动方向趋向非平衡项负值中心, 这与杜梅等 (2020) 结论一致。而 All_night 试验中非平衡项正值和负值中心数值开始减弱, 且正值中心偏离低涡中心, 低涡强度减弱。此时, All_day 试验中低涡中心由非平衡项负值中心控制, 不利于产生下沉运动及暖心结构的形成, 因此高原涡强度较弱。

上述分析表明, 在高原涡成熟阶段, 其中心存在明显的非平衡项正值中心, 而负值中心位于低涡外侧。这可能源于高原涡具有热带气旋类似结构导致的结果。为验证这种可能性, 本文绘制了三组试验中温度距平、垂直运动和切向风的轴对称分量的半径-高度的垂直剖面

图 (图 10-11)。从图 10-11 可以看到, 当低涡中心对应非平衡项的正值中心时, 低涡中心存在下沉运动, 同时低涡中心外围有较强的上升运动。一般而言, 强的下沉运动利于绝热增温。对比图 10 可以看出, 由于 CTL 和 All_night 试验中高原涡中心都对应下沉运动, 而下沉绝热增温使得两组试验中暖心强度均比 All_day 试验要强, 这也表明高原涡中心的下沉运动对其暖心结构的形成起到了一定的作用 (图 11)。CTL 试验中, 切向风最大风速半径为 70 km, 且最大风速达到 8 m/s。同时低层为气旋性环流, 到了 200 hPa 转为反气旋, 即切向风随高度递减。为满足热成风平衡关系, 应具有暖心结构。以上分析表明高原涡具有与热带气旋相近的动力和热力特征。此外, 在 All_night 试验, 最大风速半径更小 (45 km)、最大风速为 7 m/s。而在 All_day 试验中, 最大风速半径则明显更大 (180 km)、最大风速为 4 m/s。这也清楚的反映出三者强度差异。

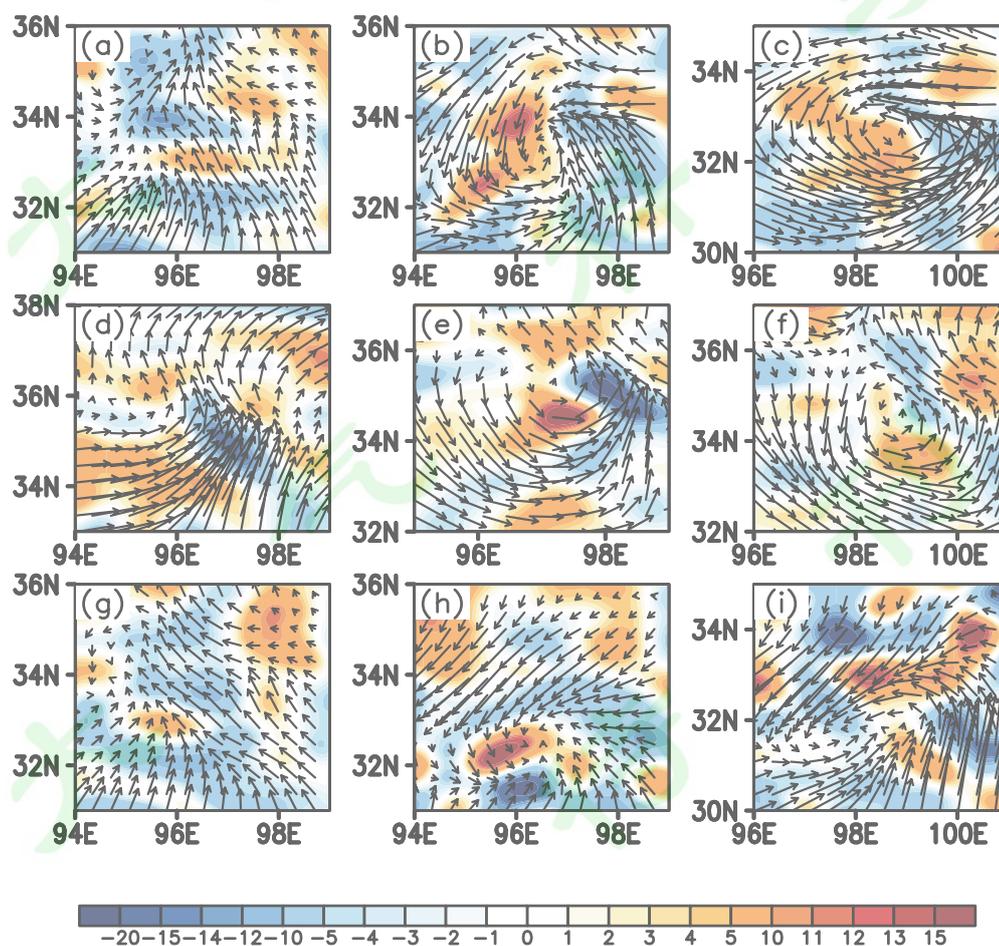


图 9 2013 年 6 月 4 日 09 时（左列）、15 时（中间列）和 21 时（右列）500 hPa 等压面上非平衡项（阴影，单位： $1 \times 10^{-9} s^{-2}$ ）、风场（矢量，单位： ms^{-1} ）随时间的演变。（a-c）CTL、（d-f）All_night、（g-i）All_day

Fig. 9 The distribution of non-balance terms (shaded, units: $1 \times 10^{-9} s^{-2}$), wind field (vector, units: ms^{-1}) at 500 hPa at 0900 (left column), 1500 (middle column) and 2100 UTC 4 June, 2013 in (a-c) CTL, (d-f) All_night, (g-i) All_day.

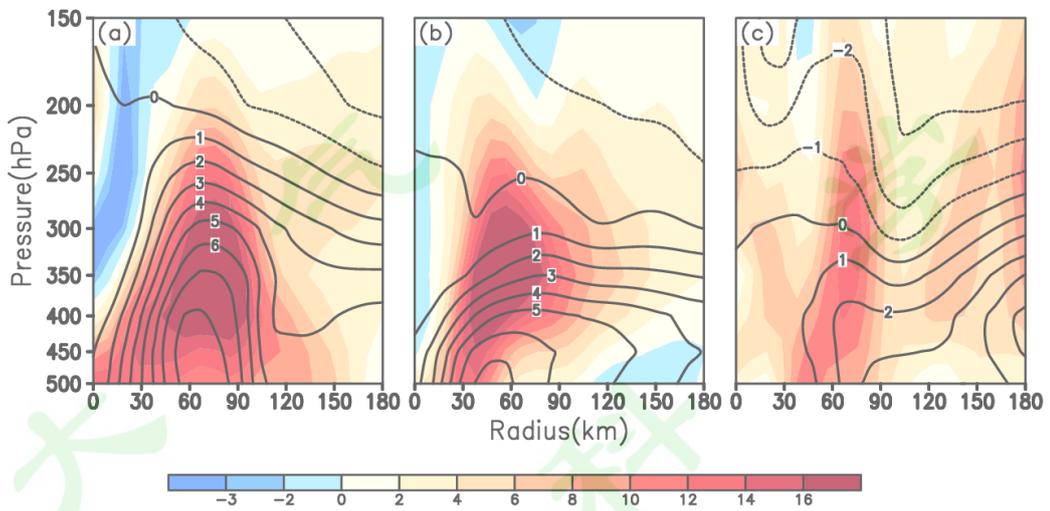


图 10 4 日 21 时，三组试验中垂直运动（阴影，单位： $1 \times 10^{-2} ms^{-1}$ ）和切向风速（等值线，单位： ms^{-1} ）的轴对称分量的半径-高度的垂直剖面图。（a）CTL、（b）All_night、（c）All_day

Fig.10 Radius-height cross sections of the axisymmetric component of vertical velocity (shaded, units: $1 \times 10^{-2} ms^{-1}$) and tangential wind speed (contour, units: ms^{-1}) in the three experiments at 2100 UTC 4 June in (a) CTL, (b) All_night, (c) All_day

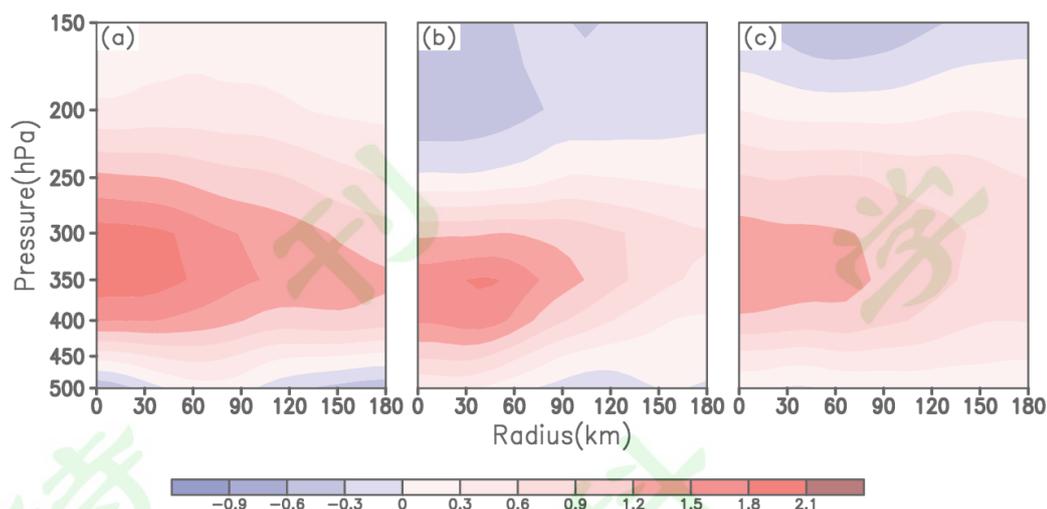


图 11 同图 10，但阴影为温度距平（单位：K）

Fig.11 Same as fig 10 except for the temperature anomaly (unit: K)

3.2.2 正压动能转换

高原涡形成过程涉及多尺度环流的相互作用。为了探究不同尺度分量对高原涡生成的动力学影响，本文采用正压动能方程（BKE）对扰动动能进行诊断分析。

$$\frac{\partial K'}{\partial t} = -\overline{u'^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} - \overline{u'v'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} - \overline{u'v'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} - \overline{v'^2} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \quad (2)$$

其中 u' , v' 为波长在 400 km 以下分量; \bar{u} , \bar{v} 为波长在 400 km 以上的分量, 以此表征大尺度环境场。式中右边第一项 $-\overline{u'^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x}$ 和第四项 $-\overline{v'^2} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y}$ 分别代表与纬向风和经向风辐合有关扰动的贡献, 第二项 $-\overline{u'v'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y}$ 和第三项 $-\overline{u'v'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x}$ 分别表示与纬向风与经向风切变有关的扰动。计算表明三组试验中方程的第二、三项作用可以忽略 (图略)。即正压动能转换主要受纬、经向风辐合的影响。图 12 分别是三组试验的扰动动能倾向 ($\frac{\partial K'}{\partial t}$)、纬向风辐合 ($-\overline{u'^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x}$) 和经向风辐合 ($-\overline{v'^2} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y}$) 分布。需要指出的是, 我们针对 4 日 0-12 时进行了时间平均。不难发现, 高原涡生成地一般位于扰动动能转换的正值区域。前期 All_night 试验中的扰动动能转换明显强于 CTL 试验, 且经向风辐合的作用强于纬向风辐合。Webster (1998) 指出,

气流辐合会促使波能积累、波数增加，从而导致波长减小，进而使得平均动能向扰动动能转换。在 All_night 试验中，低层辐合更为强盛，有利于上升运动的加强并诱发高原涡的生成。而 All_day 试验中，低层辐合强度很弱，不利于平均动能向扰动动能的转换，因此短波辐射不利于高原涡的生成。这与 Li et al. (2014) 的结论一致。

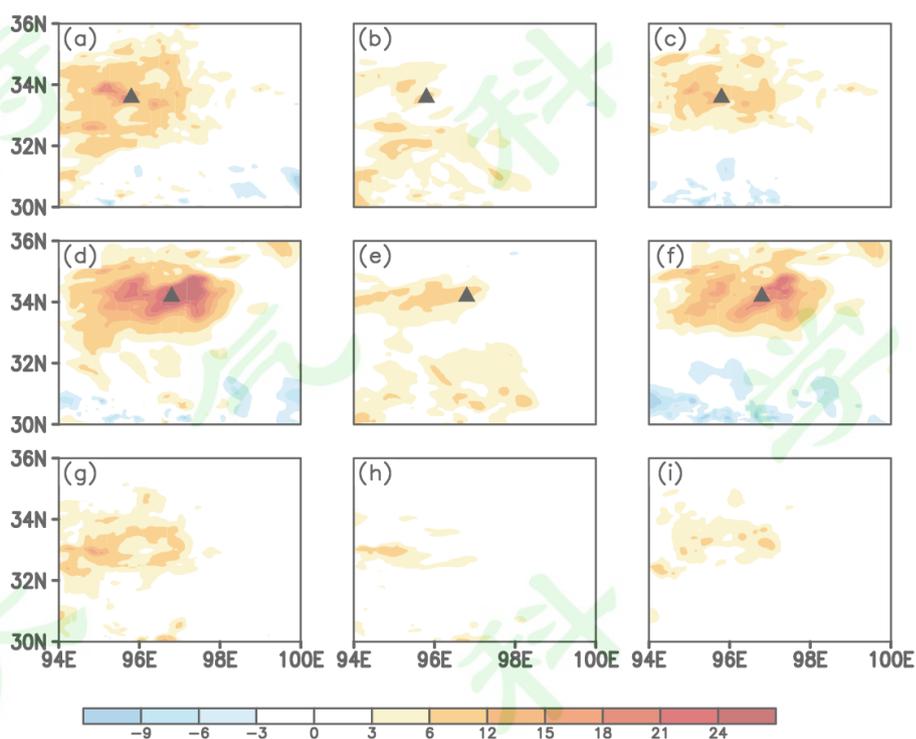


图 12 500 hPa 等压面上 $\frac{\partial K'}{\partial t}$ (左列)、 $-\overline{u'^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x}$ (中间列) 和 $-\overline{v'^2} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y}$ (右列) (阴影, 单位:

$1 \times 10^{-5} m^2 s^{-3}$), 三角形为高原涡所处的位置。(a-c) CTL, (d-f) All_night, (g-i) All_day

Fig. 12 Horizontal pattern of $\frac{\partial K'}{\partial t}$ (left column)、 $-\overline{u'^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x}$ (middle column) and $-\overline{v'^2} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y}$ (right

column) at 500 hPa (shaded, units: $1 \times 10^{-5} m^2 s^{-3}$), the triangle reflects the location of the TPV in (a-c) CTL、

(d-f) All_night、(g-i) All_day

3.3 热力学条件

3.3.1 水汽条件

非绝热加热过程是影响高原涡生成的重要因素(罗四维等, 1992、1993; 田珊儒等, 2015; Bin et al., 1987; 宋雯雯等, 2012)。因此, 本文比较了三组试验中相对湿度场的演变特征(图 13)。All_night 试验中去掉了短波辐射, 在长波辐射冷却的作用下环境场温度降低, 使得相对湿度增加, 有利于降水的产生。鉴于降水效率是表征降水的一个重要指标(Zhou et al., 2014; Li et al., 2012), 为此本文计算了降水效率 (PE) = (降水量/大气可降水量)。对比图 13-14 可知, 前期 CTL 试验中在短波辐射的影响下, 白天大气温度升高导致相对湿度较低(图 13), 从而不利于降水的产生。而到了夜间 4 日 15 时以后, 随着相对湿度的增加, 降水效率迅速增强, 为高原涡的发展提供了大量的潜热能量。而在 All_night 试验中, 强降水出现最早(主要发生在 4 日 03-15 时), 且降水效率最高达到 0.38, 大量凝结潜热释放为低涡的快速发展提供了条件。在 4 日 15 时以后降水强度快速减弱, 高原涡趋于衰亡, 这可能与水汽供应有关。在高原这样特殊地形情况下, 水汽大量消耗的同时往往得不到充分补充, 因此水汽条件快速减弱进而导致对流消亡。在整个 All_day 试验中, 相对湿度及降水强度都保持较低水平, 潜热释放最弱, 高原涡发展缓慢。由此可见, 水汽条件在一定程度上可以决定高原涡的生命史。从观测事实中可以发现, 大多数高原涡的发生、发展和消亡都位于高原上, 较少的高原涡会东移出高原, 这也可能与水汽的输送和补充等条件有关, 值得进一步讨论。

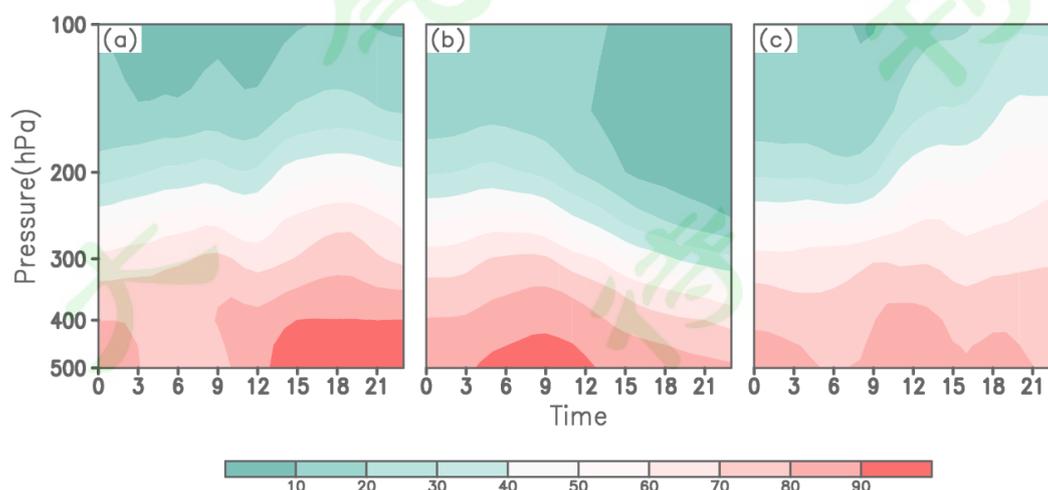


图 13 2013 年 6 月 4 日 00-23 时，低涡中心附近区域平均（300 km × 300 km）相对湿度垂直分布随时间

间的变化（阴影，单位：%）。其中 (a) CTL、(b) All_night 和 (c) All_day

Fig. 13 Time evolution of the vertical profile of relative humidity (shaded, units: %), averaged over a box area centered at the TPV in (a) CTL、(b) All_night、(c) All_day

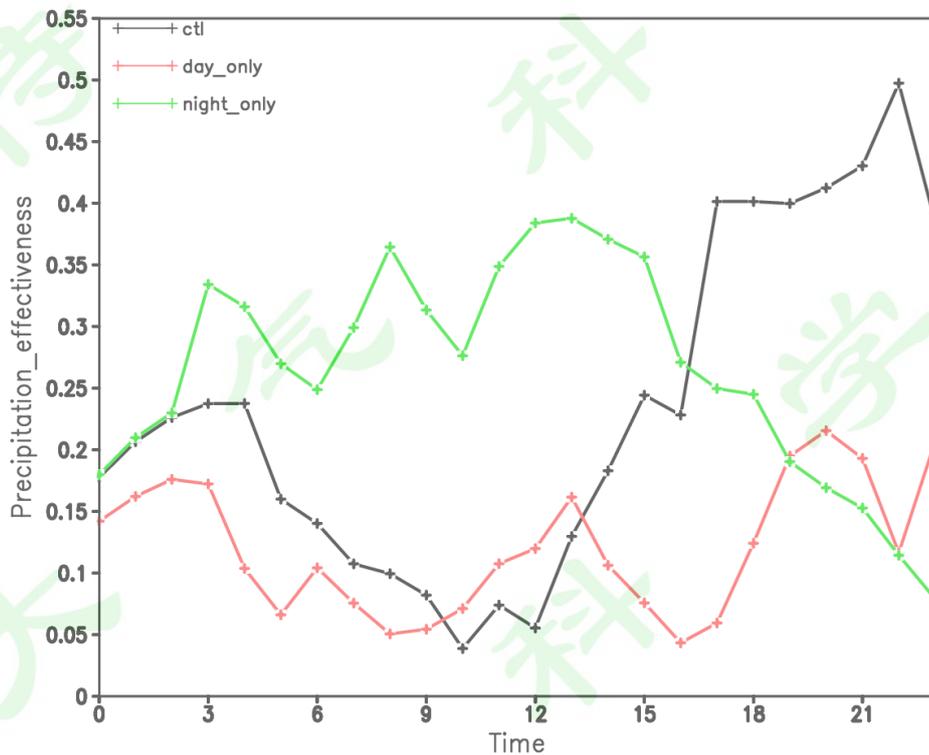


图 14 2013 年 6 月 4 日 00-23 时，三组试验中低涡中心附近区域平均（300 km × 300 km）的降水效率

Fig.14 Time evolution of PE in three experiments during 0000-2300 UTC 4 June, 2013

3.3.2 稳定度

在对流系统中，云顶上部大量吸收短波辐射时，可能会增加其静力稳定度，这将抑制垂直运动的强度。反之，长波辐射冷却则会减弱静力稳定度，从而有利于对流的发展 (Hobgood, 1986; Xu et al., 1995; Tang et al., 2016)。图 15 给出了与辐射过程相关联的净加热廓线（短波辐射和长波辐射之和，其中所选区域如图 3 绿色方框所示），以及夜间与控制试验和白天与

控制试验之间低涡中心附近温度场差值随时间的演变特征。从图 15a 可以看到，CTL 试验中低层辐射冷却较弱，最大冷却出现在 200 hPa 高度上。在 All_night 试验中从低层到高层都有辐射冷却，最大冷却出现在 250 hPa 附近。而在 All_day 试验中由辐射导致的加热一直延伸到了 200 hPa 附近，最大加热在 300 hPa 附近。从图 15 (b-c) 也可以看到，夜间试验相较于控制试验，对流层中高层有明显的冷异常，有利于对流的产生。相反，白天试验中对流层中高层增暖较大，使得大气趋于稳定状态，因此不利于对流的触发。这结论与 Melhauser and Zhang (2014) 相一致。图 16 进一步绘制了三组试验中 $\frac{\partial\theta}{\partial p}$ 的垂直廓线，以此反映静力稳定度程度。在白天 4 日 09 时，在 CTL 和 All_day 试验中存在短波辐射的影响，从低层到高层均为静力稳定的。而在 All_night 试验中，长波辐射冷却降低了静力稳定度，在低层出现了静力不稳定的现象，这意味着对流的发展较快。到了夜间 4 日 15 时，CTL 试验中低层也呈现出静力不稳定的现象，但不稳定的强度明显小于 All_night 试验。在 4 日 21 时，All_night 试验中低层不稳定明显减弱，对流强度减弱，这与水汽条件变差有关，而该时段 CTL 试验中低层不稳定性进一步加大，对流加强。类推可知，All_day 试验中，持续存在的短波辐射增加了大气静力稳定度，这极大地抑制对流活动，最终导致低涡缓慢发展。

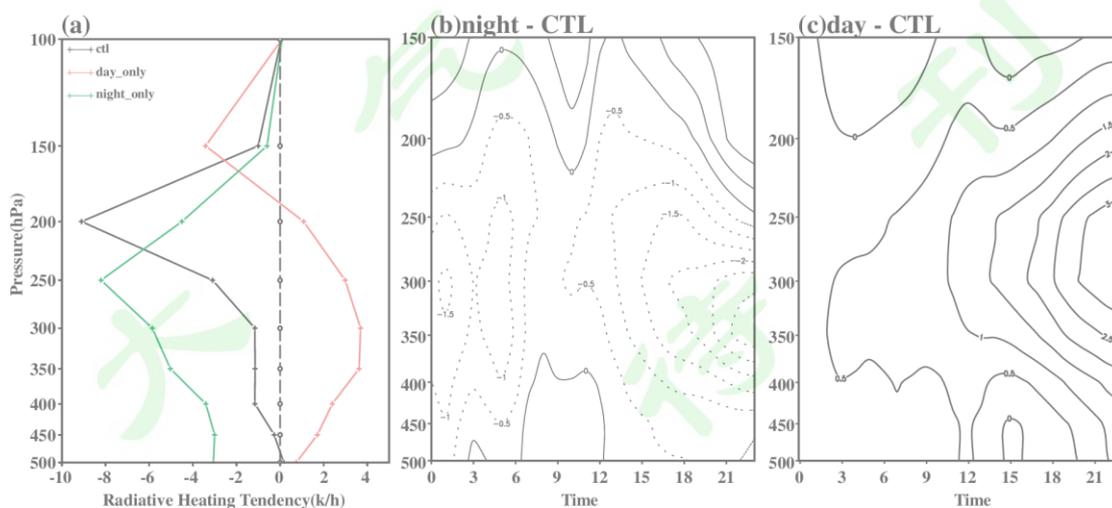


图 15 (a) 三组试验中低涡中心附近区域平均(300 km × 300 km)、时间平均 (4 日 00-23 时)，辐射导

致的加热廓线（单位：k/h），低涡中心附近区域平均（300 km × 300 km）温度垂直分布随时间的变化
 （等值线 单位：k）(b) All_night vs CTL、(c) All_day vs CTL

Fig.15 (a) Vertical profiles of radiative heating (units: k/h) in the three experiments, which are averaged over a box area centered at TPV. Time evolution of the vertical profile of temperature contrast (k) which are averaged over the box area centered at the TPV for (b) All_night vs CTL and (c) All_day vs CTL.

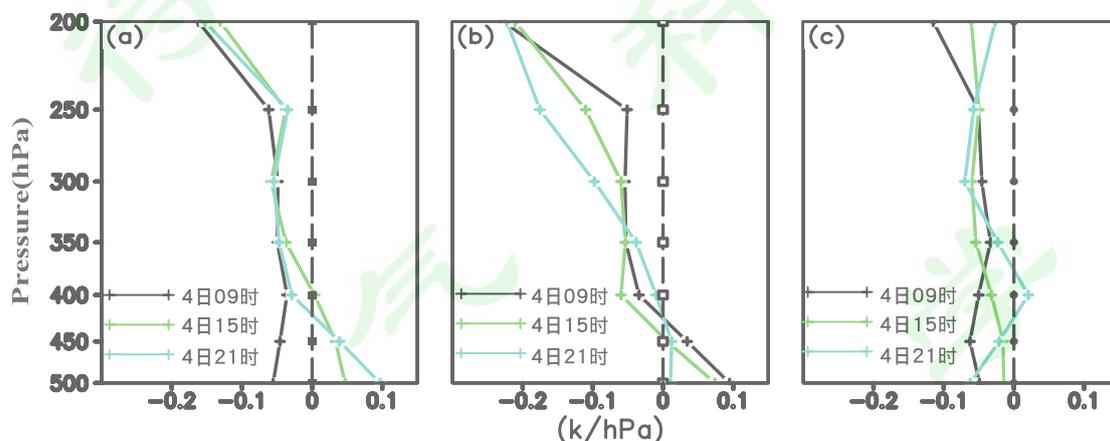


图 16 2013 年 6 月 4 日 09、15 和 21 时，低涡中心附近（300 km × 300 km）区域平均的 $\frac{\partial\theta}{\partial p}$ 垂直廓线
 （单位：k/hPa），(a)CTL、(b)All_night 和(c)All_day

Fig.16 The vertical profiles of $\frac{\partial\theta}{\partial p}$ (units: k/hPa) at 0900、1500 and 2100 UTC 4 June, 2013, which are averaged over the box area centered at the TPV in (a) CTL、(b) All_night、(c) All_day, respectively.

4 结论与讨论

为探究短波辐射日变化对高原涡发生的影响，本文利用 WRF-ARW 模式对 2013 年 6 月 4 日一次高原涡个例进行模拟研究。通过设置不同太阳短波辐射强度的三组试验，发现辐射日变化对高原低涡生成具有重要的影响。主要结论如下：

(1) 初始生成阶段，高原涡在夜间发展的速率比白天更快，这与强对流系统在夜间更为活跃的观测事实一致。从热力学角度来看，在夜间，云顶长波辐射冷却加强了对流层温度

递减率，从而减弱了大气静力稳定度，有利于对流层低层出现位势不稳定。同时，由于大气温度的降低使得夜间相对湿度增大，进而促使对流的发展，与此同时，凝结潜热的释放会促进和维持低涡的强度。反之，白天云顶吸收太阳短波辐射，使得对流层高层增温大于地面，加强了大气静力稳定度，从而抑制对流活动发展。以上结论与辐射影响强对流日变化演变特征相符。

(2) 从数值试验结果表明，高原涡的发展与热带气旋具有一定的相似性。作为中尺度系统高原涡，本文中该系统初始最大涡度出现在中层。从动力学角度来看，其发展过程类似于热带气旋“top-down”过程。而“涡度隔离”效应对初始低涡的加强具有重要作用，小尺度强对流单体向中尺度低涡中心聚集，为高原涡的形成提供了扰动涡度，这与热带气旋生成中“积云热塔”的作用类似。BKE 诊断结果表明，夜间低层辐合更为强盛，有利于上升运动的加强并诱发高原涡的生成。此外，从非平衡角度来看，在高原涡环流中心区域存在大值区，这对应中心的下沉运动；而低涡四周为明显的负值区，对应低涡周围存在上升运动。总而言之，高原涡具有暖心结构特征，即低涡中心存在下沉运动，而下沉绝热增温会加强其暖心，使得低涡发展。

需要指出的是，前人研究指出云辐射-对流相互作用可以影响对流活动（葛旭阳等，2018；James et al., 2020），而本文仅针对一次高原涡个例进行了模拟，此外云辐射-对流相互作用还没有涉及，同时高原涡生成的背景环境场存在多样性，这意味着不同背景环流场（如，切变线、辐合带等）下低涡发展的机制可能存在差异。因此，下一步需要进行更多的实际个例模拟，以得到较为完善的结论。

参考文献

Bister, M., and Emanuel, K. A. 1997. The Genesis of Hurricane Guillermo: TEXMEX Analyses and a Modeling Study[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 125(10): 2662-2682.

杜梅, 李国平, 李山山. 2020. 高原横切变线与高原低涡关系的初步研究[J]. *大气科学*, 44(2): 269-281. Du Mei, Li Guoping, Li shanshan. 2020. A Preliminary Study of the Relationship between the Plateau Transverse Shear Line and Plateau Vortex [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 44(2): 269–281.

DA Lin Zhang and J. Michael Fritsch. 1987. Numerical Simulation of the Meso- β Scale Structure and Evolution of the 1977 Johnstown Flood. Part II: Inertially Stable Warm-Core Vortex and the Mesoscale Convective Complex[J]. *J. Atmos. Sci.*, 44(18): 2593-2612.

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.

Dunion, J. P., Thorncroft, C. D., and Velden, C. S. 2014. The Tropical Cyclone Diurnal Cycle of Mature Hurricanes[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 142(10): 3900-3919.

葛旭阳, 许可, 马悦, 等. 2018. 云辐射强迫效应对热带气旋发展和结构的影响[J]. *大气科学学报*, 41(1): 46-54. Ge X Y, Xu K, Ma Y, et al., 2018. Impacts of cloud-radiative forcing on tropical cyclone intensification and structure[J]. *Trans Atmos Sci (in Chinese)*, 41(1): 46-54.

管靓, 周顺武, 葛旭阳, 等. 2016. “育婴袋”假说在西北太平洋台风生成地点的应用研究[J]. *热带气象学报*, 32(4): 494-502. Guan Liang, Zhou Shunwu, Ge Xuyang, et al. 2016. The Application Of Marsupial Paradigm In Typhoons Cyclogenesis Location Over The Western North Pacific [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 32(4): 494-502.

郭春蕊, 张庆红. 2012. 台风榴莲(2001)生成初期中尺度涡旋合并过程研究[J]. *气象学报*,

70(01): 1-14. Guo Chunrui, Zhang Qinghong. 2012. A study of the role of mesoscale vortex merging in the genesis of Typhoon Dorian(2001). *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 70(1): 1-14.

Ge X Y, Li T, Peng M, et al. 2014. Effects of monsoon trough intraseasonal oscillation on tropical cyclogenesis over the western north pacific[J]. *J Atmos Sci*, 71(12): 4639-4660.

Ge X Y, Ma Y, Zhou S W, et al. 2015. Sensitivity of the warm core of tropical cyclones to solar radiation[J]. *Adv Atmos Sci*, 32(8): 1038-1048.

何光碧, 屠妮妮, 高文良. 2010. 一次高原低涡东移引发强降水过程的数值试验[J]. *成都信息工程大学学报*, 25(6): 626-633. He guang-bi, Tu Ni-ni, Gao Wen-liang. 2010. The Numerical Experiment of Plateau Vortex Moving Eastwards Accompanied by a Heavy Precipitation Process[J]. *Journal of Chengdu University of Information Technology*(in Chinese), 25(6): 626-633.

Hendricks E A, Montgomery M T, Davis C A. 2004. The role of "vortical" hot towers in the formation of tropical cyclone Diana (1984) [J]. *J Atmos Sci*, 61(11): 1209-1232.

Hobgood, J. S. 1986. A possible mechanism for the diurnal oscillations of tropical cyclones[J]. *J. Atmos. Sci*, 43(23): 2901-2922.

Jordi Isern-Fontanet, Jordi Font, Emilio García-Ladona, et al. 2004. Spatial structure of anticyclonic eddies in the Algerian basin (Mediterranean Sea) analyzed using the Okubo-Weiss parameter, *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*[J]. *Deep-Sea Research II : Topical Studies in Oceanography*, 51(25): 3009-3028.

Kossin, J. P. 2002. Daily Hurricane Variability Inferred from GOES Infrared Imagery[J]. *Mon. Wea. Rev*, 130(9): 2260-2270.

李国平, 刘红武. 2006. 地面热源强迫对青藏高原低涡作用的动力学分析[J]. *热带气象学报*, 22(06): 632-637. LI Guoping, LIU Hongwu. 2006. A Dynamical Study of The Role of Surface

Heating on The Tibetan Plateau Vortices [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 22(06): 632-637.

李国平. 2002. 青藏高原动力气象学[M]. 北京: 气象出版社, 19-23. LI Guoping. 2002. *Dynamic meteorology of Tibetan Plateau (in Chinese)* [M]. Beijing: China Meteorological Press, 19-23.

李黎, 吕世华, 范广洲. 2019. 夏季青藏高原地表能量变化对高原低涡生成的影响分析[J]. *高原气象*, 38(6): 1172-1180. Li Li, Lu Shihua, FAN Guangzhou, 2019. Analysis of the Influence of the Qinghai-Tibetan Plateau Surface Energy Change on the Formation of the Plateau Vortex in Summer [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 38(6): 1172-1180.

李山山. 2017. 高原切变线影响强降水的特征分析[D]. 成都信息工程大学硕士学位论文. LI Shanshan. 2017. Characteristic analysis of Plateau shear lines related to heavy rainfall [D]. M.S. thesis (in Chinese), Chengdu University of Information Technology, Chinese Academy of Sciences.

罗四维, 何梅兰, 刘晓东. 1993. 关于夏季青藏高原低涡的研究[J]. *中国科学 (B 辑)*, 23(7): 778-784. Luo Siwei, HE Meilan, LIU Xiao-dong. 1993. A study of the Tibetan Plateau Vortex in Summer [J]. *Science in China (Series B) (in Chinese)*, 23(7): 778-784.

罗四维, 杨洋. 1992. 一次青藏高原夏季低涡的数值模拟研究[J]. *高原气象*, 11(1): 39-48. Luo Siwei, YANG Yang. 1992. A case study on numerical simulation of summer vortex over Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 11(1): 39-48.

Li, L., Zhang, R. and Wen, M. 2011. Diagnostic analysis of the evolution mechanism for a vortex over the Tibetan Plateau in June 2008[J]. *Adv. Atmos. Sci*, 28(4): 797-808.

Li, L., Zhang, R. and Wen, M. 2014. Diurnal variation in the occurrence frequency of the Tibetan Plateau vortices[J]. *Meteorol Atmos Phys*, 125(3): 135-144.

Li L., Zhang, R., Wen M. 2018. Diurnal variation in the intensity of nascent Tibetan Plateau vortices [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc*, 144(717): 2524-2536.

Lorenzo Dell’Osso and Shou-Jun Chen. 1986. Numerical experiments on the genesis of vortices over the Qinghai-Tibet plateau[J]. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 38(3): 236-250.

马林,张青梅,赵春宁, 等. 2003..青藏高原东部牧区春季雪灾天气的形成及其预报[J]. *自然灾害学报*, 12(03): 61-68. Ma Lin, Zhang Qingmei, Zhao Chunning, et al. 2003. Formation and forecast of spring snow-disaster weather in the eastern pasture-area of Qinghai-Xizang Plateau [J]. *Journal of Natural Disasters (in Chinese)*, 12(03): 61-68.

Melhauser, C., and Zhang, F. 2014. Diurnal Radiation Cycle Impact on the Pregensis Environment of Hurricane Karl (2010)[J]. *J. Atmos. Sci*, 71(4): 1241–1259.

Montgomery M T, Nicholls T A Cram, Saunders A B. 2006. A vortical hot tower route to tropical cyclogenesis[J]. *J Atmos Sci*, 63(1): 355-386.

Ruppert, James H., Wing, Allison A, X. Tang, et al. 2020. The critical role of cloud–infrared radiation feedback in tropical cyclone development[J]. *Proc. Natl. Acad. Sci*, 117(45): 27884-27892.

宋雯雯, 李国平, 唐钱奎. 2012. 加热和水汽对两例高原低涡影响的数值试验[J]. *大气科学*, 36(01):117-129. Song Wenwen, Li Guoping, Tang Qiankui. 2012. Numerical simulation of the effect of heating and water vapor on two cases of plateau vortex [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 36 (1) : 117-129.

Shen RJ, Reiter ER, Bresch JF. 1986a. Numerical simulation of the development of vortices over the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau[J]. *Meteorol Atmos Phys*, 35(1): 70–95.

Steranka, J., Rodgers, E. B., Gentry, R. C. 1986. The relationship between satellite measured

convective bursts and tropical cyclone intensification[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 114(8): 1539-1546.

田珊儒, 段安民, 王子谦, 等. 2015. 地面加热与高原低涡和对流系统相互作用的一个个例研究[J]. *大气科学*, 39(1): 125-136. Tian Shanru, Duan Anmin, Wang Ziqian, et al. 2015. Interaction of surface heating, the Tibetan Plateau vortex, and a convective system: A case study [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 39 (1): 125–136.

Tang, X., and Zhang, F. 2016. Impacts of the Diurnal Radiation Cycle on the Formation, Intensity, and Structure of Hurricane Edouard (2014)[J]. *J. Atmos. Sci.*, 73(7): 2871–2892.

Wang B. 1987. The development mechanism for Tibetan Plateau warm vortices[J]. *J Atmos Sci*, 44(20): 2978–2994.

Webster, P. J., and G. L. Stephens. 1980. Tropical upper-tropospheric extended clouds: Inference from winter MONEX[J]. *J Atmos Sci*, 37(7): 1521-1541.

Webster P. J., Chang H. R. 1988. Equatorial Energy Accumulation and Emanation Regions: Impacts of a Zonally Varying Basic State[J]. *J Atmos Sci*, 45(05): 803-829.

徐梦婷,周顺武,葛旭阳. 2016.季风涡旋对热带气旋生成影响的理想试验研究[J].*气象学报*, 74(05): 733-743. Xu Mengting, Zhou Shunwu, Ge Xuyang. 2016. An idealized simulation study of the impact of monsoon gyre on tropical cyclogenesis [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)* , 74(5) : 733-743.

X. Li., S. Gao. 2012. *Precipitation Modeling and Quantitative Analysis*[M]. London: Springer Atmospheric Sciences. 209-217.

Xu, K.-M., and D. A. Randall, 1995. Impact of interactive radiative transfer on the macroscopic behavior of cumulus ensembles. Part II: Mechanisms for cloud–radiation interactions[J]. *J. Atmos. Sci.*, 52(7): 800–817.

杨克明, 毕宝贵, 李月安, 等. 2001. 1998 年长江上游致洪暴雨的分析研究[J]. 气象, 27(8): 9-14. Yang Keming, Bi Baogui, LI Yuean, et al. 2001. On flood-causing Torrential Rainfall in the Upstream District of Changjiang River in 1998 [J]. Meteorology (in Chinese), 27 (8): 9-14.

叶笃正, 高由禧, 等. 1979. 青藏高原气象学[M]. 北京: 科学出版社. 278. Te Tu-cheng, Gao you xi, et al. 1979. Qinghai-Xizang plateau meteorology[M]. Beijing: Science Press(in Chinese). 278.

叶笃正, 罗四维, 朱抱真. 1957. 西藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡 [J]. 气象学报, 28(2): 108-121. Ye Tu-cheng, Lo Szu-wei and CHU Pao-chen. 1957. The wind structure and heat balance in the lower troposphere over Tibetan Plateau and its surrounding [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 28(2): 108-121.

郁淑华, 高文良. 2010. 1998 年夏季两例青藏高原低涡结构特征的比较[J]. 高原气象, 29(06): 1357-1368. Yu Shuhua, Gao Wenliang. 2010. Comparison on Structure Characteristics of Two Tibetan Plateau Vortexes in Summer, 1998 [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 29(06): 1357-1368.

Ye T.C. 1950. The circulation of the hight troposphere over China on the winter of 1945-1946[J]. Tellus, 2(2): 173-183.

Yuter, S. E., and Houze , R. A., Jr. 1995. Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part I: Spatial distribution of updrafts, downdrafts, and precipitation[J]. Mon. Wea. Rev, 123(7): 1921-1940.

Zheng Y, Wu G, Liu Y. 2013. Dynamical and thermal problems in vortex development and movement. Part I: A PV-Q view[J]. Acta Meteorol Sinica, 27(1): 1-14.

Zhou Y S, Li X F, Gao S T. 2014. Precipitation efficiency and its relationship to physical factors

[J]. Chinese Physics B, 23(6): 064210.

物理学报
物理学报
物理学报
物理学报
物理学报