

云辐射效应对一次高原低涡过程影响的数值模拟研究

陈逸豪 范广洲

(成都信息工程大学大气科学学院/高原大气与环境四川省重点实验室/气候与环境变化联合实验室, 成都 610225)

摘要: 利用NCEP-FNL再分析资料、FY-2G卫星相当黑体亮温TBB数据, 通过WRF (V3.8.1) 模式对2015年8月5—7日的一次高原低涡过程进行了4组模拟试验, 研究了云辐射效应对高原低涡过程的影响。结果表明, 云辐射效应主要通过改变云区的辐射分布影响大气稳定度, 从而影响高原低涡的发展和结构。在低涡生成阶段, 白天云辐射加热抑制低涡南侧的对流, 从而有利于水汽和动量向低涡源地输送; 夜间云顶长波冷却促进涡区的对流活动, 有利于低涡的发展。低涡成熟阶段中, 涡心及其周围区域夜间辐射冷却的水平分布利于涡心下沉、外围上升的垂直运动分布, 并与云辐射效应构成正反馈过程, 有利于涡眼结构的形成。在低涡快速东移阶段中, 云辐射加热和冷却的昼夜变化调节着低涡的强度和东移速度, 而当低涡东移出高原后, 这种作用则变得不显著。

关键词: 青藏高原, 高原低涡, 云辐射效应, 数值模拟

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2021.04.015

Numerical Simulation on the Influence of Cloud Radiation Effect on a Case of Tibetan Plateau Vortex

Chen Yihao, Fan Guangzhou

(School of Atmospheric Sciences/Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province/Joint Laboratory of Climate and Environment Change, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225)

Abstract: Using the National Centers for Environmental Prediction Final Analyses (NCEP-FNL) reanalysis data and the temperature of brightness blackbody (TBB) data from FY-2G meteorological satellite, four sets of simulation experiments were carried out on a Tibetan Plateau Vortex process from August 5 to 7, 2015 through WRF model (Version 3.8.1). The influence of cloud radiation effects on the Tibetan Plateau Vortex is studied. The results show that the cloud radiation effect mainly affects the stability of the atmosphere by changing the radiation distribution of the cloud area, thereby affecting the development and structure of the Tibetan Plateau Vortex. In the developing stage, the cloud radiation heating during the daytime suppresses the convection on the south side of the vortex, which facilitates the transportation of water vapor and momentum to the source region of the low vortex. The long-wave cooling of the cloud top at night promotes the convective activity in the vortex area, which is beneficial to the development of the vortex. In the mature stage, the horizontal and vertical distribution of night-time radiation cooling of the vortex core and its surrounding area is conducive to the vertical motion distribution of the vortex core sinking and the periphery rising. And it forms a positive feedback process with the cloud radiation effect, which is conducive to the formation of the vortex eye structure. During the rapid eastward movement of the low vortex, the diurnal changes in cloud radiation heating and cooling regulate the intensity and eastward movement speed of the vortex. When the vortex moves eastward, this effect becomes insignificant.

Keywords: Tibetan Plateau, Tibetan Plateau Vortex, cloud radiation effect, numerical simulation

0 引言

青藏高原是全球海拔最高、地形最为复杂的高

原, 青藏高原的热力作用^[1-2]和动力作用^[3-4], 对我国及整个东亚地区的天气气候有着重要的作用^[5]。青藏高原低涡(以下简称高原低涡)是指夏半年发生在青藏高原主体上的一种 α 中尺度低压涡旋, 其主要活动于500 hPa等压面上, 平均水平尺度在400~500 km左右, 发展旺盛期可达600~800 km, 生命周期约1~3 d。高原低涡一般在青藏高原中西部生成, 沿高原切变线或辐合带东移发展, 常在高原东半部下坡处

收稿日期: 2020年9月18日; 修回日期: 2021年4月14日
第一作者: 陈逸豪(1997—), Email: 15308196125@163.com
通信作者: 范广洲(1970—), Email: fgz@cuit.edu.cn
资助信息: 国家重点研发计划(2018YFC1505702); 第二次青藏高原综合科学考察研究(2019QZKK0102)

减弱消失。而在有利的环流条件下,可东移出高原,高原低涡东移出高原后,不仅影响中国的范围广,还可能影响到朝鲜半岛、日本,其强度和性质也会有变化^[6]。

云是地-气系统辐射收支的主要调控者^[7],云可以通过反射和吸收太阳短波辐射,从而减少到达地面的太阳辐射,即云的“阳伞效应”^[8];还可通过吸收和反射地表发射的长波辐射,同时自身也能向外发射热辐射,增加地面的净辐射,即云的“温室效应”^[9]。由于青藏高原的独特地理位置和气候背景,造成青藏高原上空的云也表现出独特的特征,云的类型、空间分布、宏观和微观物理特征、日变化、季节变化以及年际变化都与周边地区有着显著的差异;同时也使其上空的空气密度比同纬度平原地区上空明显较小,因此青藏高原地区云-辐射表现出独特的空间结构^[10]。Yan等^[11]指出在青藏高原地区,云对大气的短波辐射效应为加热,而对大气层长波辐射效应为冷却,并且在垂直方向上,夏季青藏高原地区地表上空8 km的位置存在一个强的辐射冷却层,而在其下方存在一个强的辐射加热层。同时云辐射强迫也存在着明显的昼夜变化,云在夜间为增温效应,而在白天表现为冷却效应^[12]。这种云辐射效应独特的水平和垂直分布,以及昼夜变化,对地表和大气热力场分布起着重要的作用。

众所周知,云区和周围晴空区之间的辐射加热差会造成水平散度场的变化,从而调节着对流运动^[13]。Webster等^[14]指出云底处表现为显著的净辐射加热作用,而在云顶处表现为净辐射冷却作用,净的辐射加热或冷却作用表现出日循环特征,在午后通过云砧吸收短波辐射加热上层大气,减小大气稳定度;而在夜间通过云顶长波辐射冷却,增加大气稳定度。同时云-辐射之间还存在着相互作用的过程,Tao等^[15]指出,云和辐射场之间主要通过以下几种方式相互作用:云顶长波冷却和云底长波加热,改变云的热力层结;云区和周围晴空区的辐射差异造成向云区的辐合增强;大尺度的辐射冷却可能改变环境场(如水汽条件)。而这种云和辐射间的相互作用对中尺度系统的组织、结构以及降水过程都造成了巨大的影响。葛旭阳等^[16]利用WRF模式(V3.3.1)研究了在理想条件下,云辐射强迫效应对热带气旋发展和结构的影响,发现云辐射效应可通过改变热带气旋云区的辐射分布来影响对流活动,进而影响其发展和结构;特别是在热带气旋的发展阶段,对流云区的云顶辐射冷却和内部辐射加热作用降低了热带气旋内部的静力稳定度,更容易激

发出更多更强的对流活动。

研究表明,高原低涡的形成和发展与地面和大气非绝热加热场的分布和变化有着密切的关系^[17-18],高原低涡的生成也与高原短波辐射加热密切相关^[19]。许威杰等^[20]利用WRF模式研究了凝结潜热对高原低涡过程的影响,指出凝结潜热加热有利于低涡的增强和东移,证明了水汽条件在低涡发展过程中的重要性。李国平等^[21]利用相平面分析法,从理论上证明了高原低涡的涡眼和暖心结构。董元昌等^[22]根据潜热能的空分布证实了高原低涡在成熟阶段出现与台风类似的螺旋结构。在低涡热力结构方面,初生涡从地面到100 hPa都是暖性结构,成熟涡低层是冷中心,高层是暖中心^[23]。杨颖璨等^[24]猜测低涡的暖心结构可能与太阳辐射加热、强暖平流或高原感热加热有关。然而,目前关于非绝热加热对高原低涡的影响的研究多集中于地表感潜热和大气潜热加热,而关于云辐射强迫效应对高原低涡的影响研究则较少,采用数值模式探究云辐射效应对低涡发展和结构的影响更为少见,因此本文利用美国环境预测中心(NCEP)和美国国家大气研究中心(NCAR)等科研机构联合开发的中尺度天气模式(WRF)3.8.1版本,对2015年8月5—7日的一次高原低涡过程进行研究,以探究云辐射强迫效应对高原低涡结构和发展的影响及其影响机制。

1 模式介绍及试验设计

利用WRFV3.8.1模式对2015年8月5—7日的一次高原低涡过程进行了4组数值模拟试验。模拟区域中心位置为34°N, 90°E,采用双重嵌套网格,外层网格的水平分辨率为30 km,格点数为225×156,内层网格的水平分辨率为10 km,格点数为379×271。模式垂直分层为30层,顶层气压为50 hPa。初始条件和边界条件使用每6 h一次的1°×1°水平分辨率NCEP-FNL全球再分析资料。模式物理过程参数化方案为:WSM6云微物理参数化方案、RRTM长波辐射方案、Dudhia短波辐射方案、修正的MM5 Monin-Obukhov方案、Noah陆面过程方案、YSU边界层方案和Kain-Fritsch积云对流参数化方案,模式内外层采用的参数化方案完全相同。本文主要研究云辐射效应对高原低涡过程的影响,由于大气辐射加热相比于感热加热和潜热加热为次要的非绝热加热作用,再加上本来模式达到稳定状态所需要的spin-up时间,所以云辐射效应对大气中各物理量的影响需要一段时间才会表现出来,因此选取不同初始积分时间进行模拟试验,以查看云辐射效应对此次高原低涡过程不同阶段的影响,以及白天和夜间云辐射效应的不同作用。试验方案

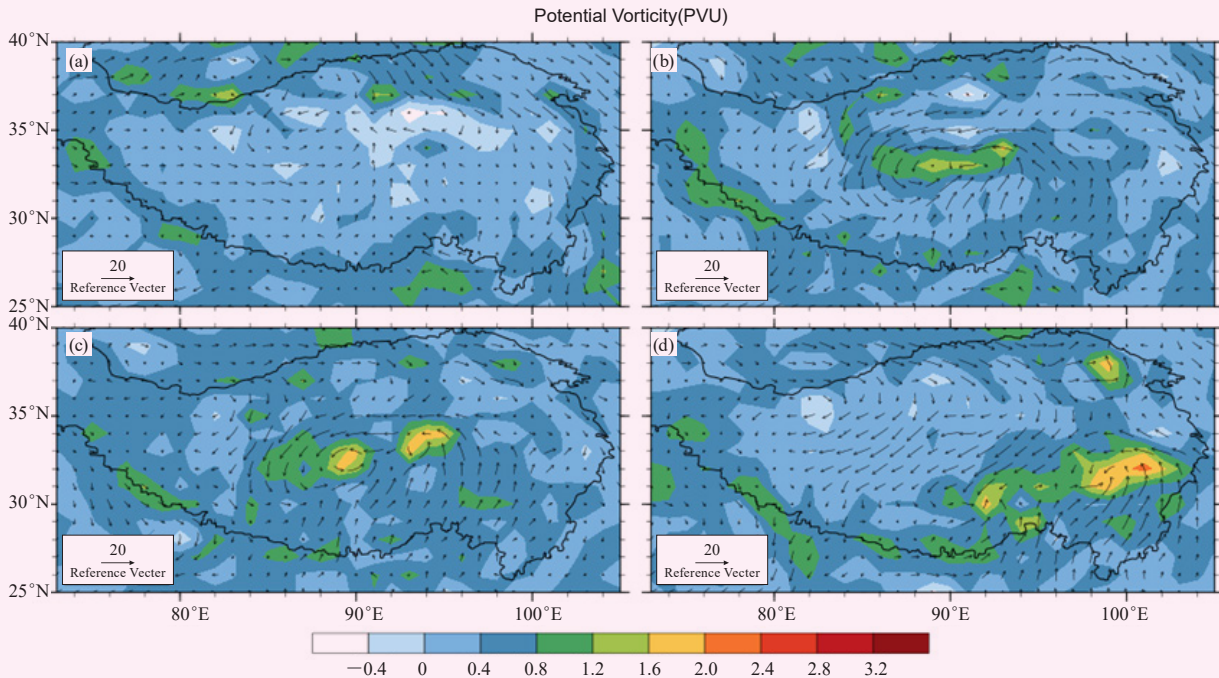


图1 2015年8月5日06:00 (a), 18:00 (b), 6日00:00 (c)和18:00 (d) 500hPa风场 (单位: m/s) 和位涡场分布 (单位: 10^{-6}s^{-1})
Fig.1 Distribution of 500hPa wind field (unit: m/s) and potential vortex field (unit: 10^{-6}s^{-1}) on 5, at 06:00 (a), 18:00 (b) and at 00:00 (c), 18:00 (d) on 6 August 2015 at 06:00 UTC (a), 18:00 UTC (b) and at 00:00 (c), 18:00 UTC (d) on 6 August 2015

如下:

试验1: 模式中包括所有的物理过程, 从2015年8月4日00:00 (世界时, 下同) 开始积分, 总共积分72 h, 记为CTL1试验。

试验2: 关闭模式中云对大气辐射光学厚度的影响 (即icloud=0), 其余与CTL1试验相同, 记为no_CRF1试验。

试验3: 模式选取的参数化方案与CTL1试验完全相同, 从2015年8月5日00:00开始积分, 总共积分48 h, 记为CTL2试验。

试验4: 关闭大气中云对大气辐射光学厚度的影响 (即icloud=0), 其余与CTL1试验相同, 记为no_CRF2试验。

此外, 为了更好地区分白天和夜间云辐射效应的不同作用, 结合研究区域的时区划分和CERES卫星短波入射辐射通量资料, 定义: 白天为每天的00:00—12:00; 夜间为12:00—次日00:00。

2 模拟结果分析

2.1 天气过程介绍

2015年8月5日00:00, 亚欧中高纬地区500 hPa高度场呈现“两槽一脊”的环流形势 (图略)。乌拉尔山及贝加尔湖以东为低槽, 青藏高原主体以北被一高脊控制, 那曲地区以西有闭合低压系统生成。2015年8月5日18:00, 低压系统缓慢东移加强, 在那曲地区

逐渐形成暖性高原低涡, 造成了高原那曲地区的一次典型的高原低涡降水过程, 之后低涡缓慢移出高原。根据500 hPa风场和位涡分布 (图1), 将此次高原低涡过程分为3个阶段: 高原低涡生成阶段 (2015年8月5日06:00—18:00): 那曲地区逐渐出现气旋性风场, 高原低涡生成; 高原低涡成熟阶段 (2015年8月5日18:00—6日00:00): 气旋性风场范围扩大, 强度也增强, 高原低涡在这段时间最为强盛, 外围出现了螺旋状云带, 中心出现无云区 (图2b红圈); 高原低涡东移阶段 (2015年8月6日00:00—7日00:00): 高原低涡快速向东移动, 低涡南侧的槽线向西南方向延伸, 7日00:00, 低涡移至 100°E 以东。

2.2 模式模拟能力

为了验证WRF模式对此次高原低涡过程发生发展、移动及其结构的模拟能力, 选用NCEP-FNL再分析资料与两组控制试验的高原低涡移动路径进行对比 (图3)。就低涡移动路径来看, 模式可以较好地模拟出此次高原低涡的移动过程, 总体移动路径与再分析资料相一致, 但也偶有偏移。江吉喜等^[25]以及徐祥德等^[26]使用TBB (Black Body Temperature) 黑体亮度温度资料研究了青藏高原地区对流云和中尺度对流系统的活动, 认为TBB资料可用于判断青藏高原上空对流系统发生发展的强弱; 张立鹏等^[27]利用风云卫星TBB等资料评估WRF模式不同参数化方案对云顶温度

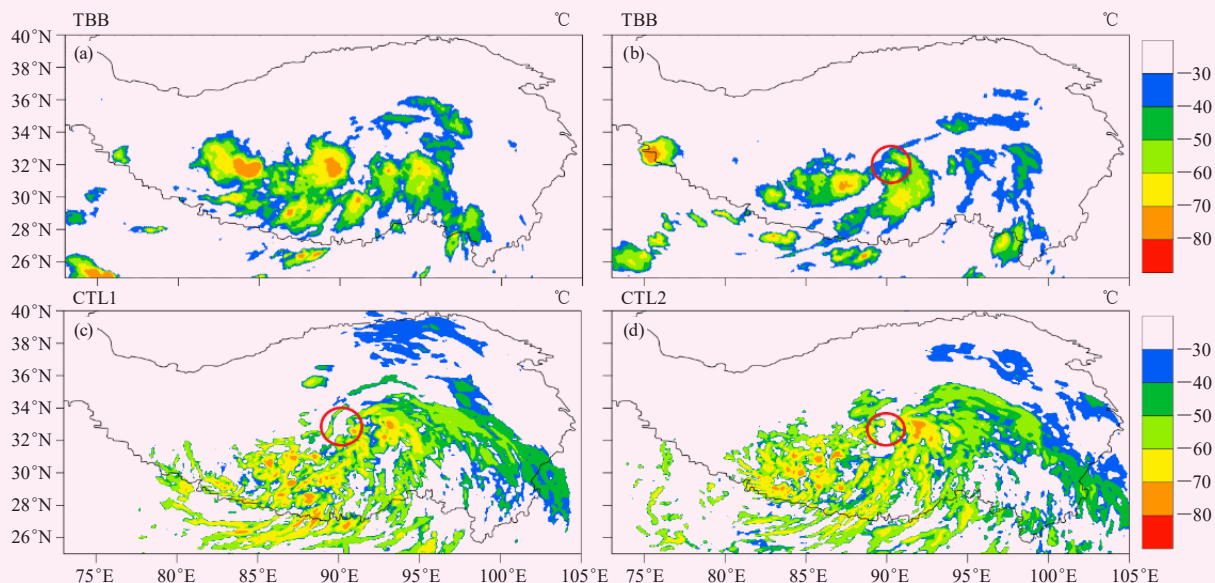


图2 2015年8月5日18: 00 (a) 和6日00: 00 (b) FY-2G云顶亮温TBB分布, 以及CTL1 (c) 和CTL2 (d) 试验21: 00模式输出云顶温度分布 (红圈为涡眼结构)

Fig. 2 The distribution of FY-2G TBB at 18:00 UTC (a), 00:00 UTC (b) on 5 August 2015, and the model output cloud top temperature distribution of CTL1 (c) and CTL2 (d) at 21:00 UTC (The red circle is the vortex eye structure)

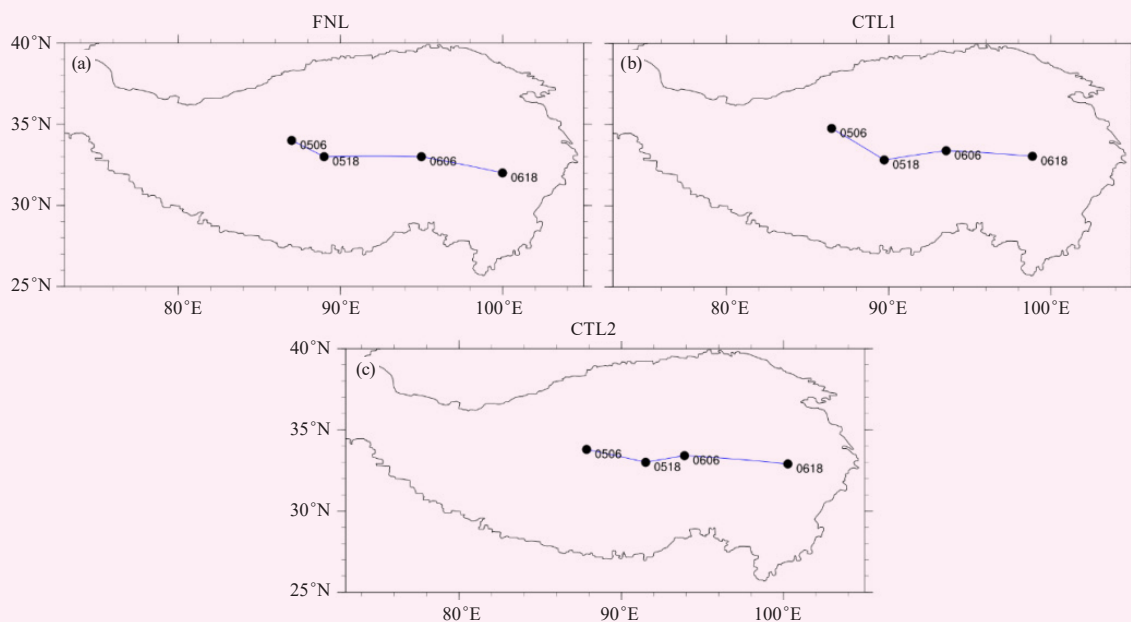


图3 FNL再分析资料 (a), CTL1 (b) 和CTL2 (c) 试验的2015年8月5日06: 00—6日18: 00高原低涡移动路径

Fig. 3 FNL reanalysis data (a), CTL1 (b) and CTL2 (c) test of the movement path of the plateau vortex from 06:00 UTC on 5 August to 18:00 UTC on 6 August 2015

模拟的能力, 指出WRF模式可以较好地模拟出云顶高度和云顶温度, 其中3种单参数方案对云顶温度模拟能力最好。在此为了验证模式对于发展成熟时期低涡结构的模拟能力, 利用FY-2G卫星等效黑体亮温TBB资料与模式输出的云顶温度分布进行对比, 不难发现, 模式可以模拟出低涡成熟阶段其中心的涡眼(涡心无云区)和外围的螺旋状云带结构, 但是涡眼结构

出现的时间相比于观测早3 h左右, 并且模拟结果中低涡东侧的云偏多。总体来说, 模式较好地模拟出了此次高原低涡过程发展移动状况及其成熟阶段的结构。

从模拟结果的涡区(29°—35°N, 85°—95°E) 500 hPa平均绝对涡度(图4a, 4c)和平均风速(图4b, 4d)来看, 8月5日06: 00—18: 00这4组模拟试验中的涡度和风速都迅速增大, 说明此时低涡正快速

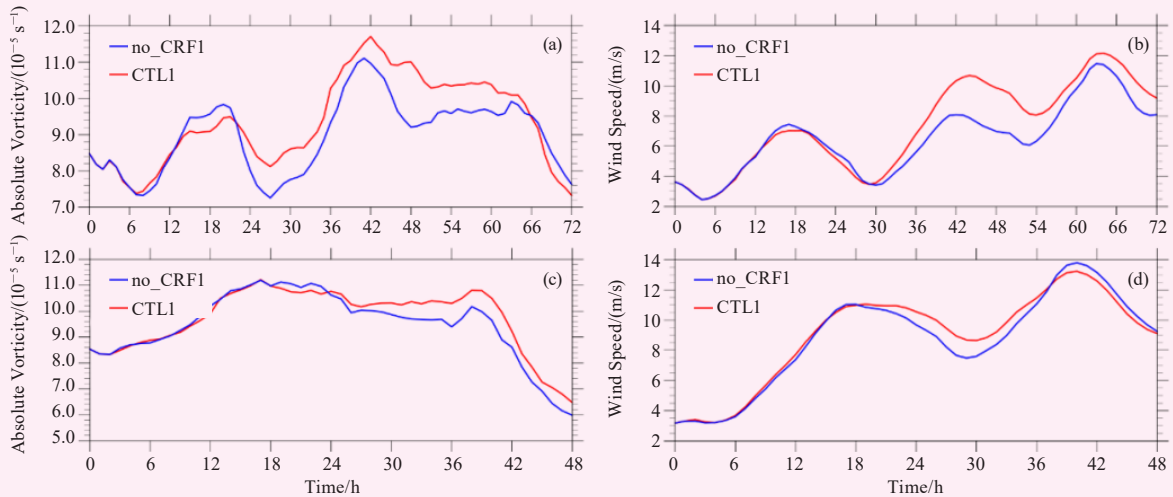


图 4 CTL1 (红线) 和no_CRF1 (蓝线) 试验 (a, b) 涡区 (29°—35°N, 85°—95°E) 500 hPa绝对涡度 (a) 和风速 (b) 变化; CTL2 (红线) 和no_CRF2 (蓝线) 试验 (c, d) 涡区500 hPa绝对涡度 (c) 和风速 (d) 变化

Fig. 4 Absolute vorticity (a) and wind speed (b) at 500 hPa over vortex area (29°—35°N, 85°—95°E) of CTL1 (red line) and no_CRF1 (blue line); absolute vorticity (c) and wind speed (d) at 500 hPa over vortex area of CTL2 (red line) and no_CRF2 (blue line)

发展增强, 而后缓慢减弱。在有无云辐射效应模拟的差异方面, 相比于no_CRF1试验, CTL1试验模拟的高原低涡强度在整个低涡过程中都更强; CTL2试验与no_CRF2试验相比, 在高原低涡生成阶段的强度相当, 但CTL2试验模拟的高原低涡持续时间更长, 减弱时间更晚。此外, 两组CTL试验与两组no_CRF试验模拟的高原低涡强度差异均是大约在模式积分24 h之后才开始变得显著。这与葛旭阳等^[16]利用WRF模式研究云辐射效应对热带气旋的影响时, 发现控制试验和敏感性试验之间的差异在积分36 h之后才开始变得明显的结果类似。因此, 主要利用CTL1和no_CRF1试验的结果来讨论云辐射效应在高原低涡生成和成熟阶段造成的影响; 而积分48 h之后云辐射效应可能使得大气中各物理量场出现了较大的偏差, no_CRF1试验中低涡东移阶段甚至缺少闭合的气旋性风场, 不利于讨论云辐射在此次高原低涡东移过程中对大气中各物理量场的影响, 此时CTL2和no_CRF2试验在积分24 h之后云辐射效应的作用逐渐表现出来, 因此利用CTL2和no_CRF2试验讨论高原低涡东移阶段中云辐射效应的影响。

2.3 高原低涡生成阶段中云辐射效应的影响

通过CTL1试验和no_CRF1试验的500 hPa风场之差 (图5) 可以看出, 在有云辐射效应的模拟中, 高原低涡在生成阶段气旋性风场形成更快, 并且强度也更强。5日09:00 (图5a), CTL1试验中高原低涡生成源地南侧的偏南气流明显比no_CRF1试验强, 有利于水汽向涡区输送, 对低涡的发展加强起着不可忽视

的作用; 而5日15时, CTL1试验相比于no_CRF1试验的500 hPa风场分布, 在气旋性风场中心处的风场辐合气流更强, 更有利于对流的产生和凝结潜热的释放。

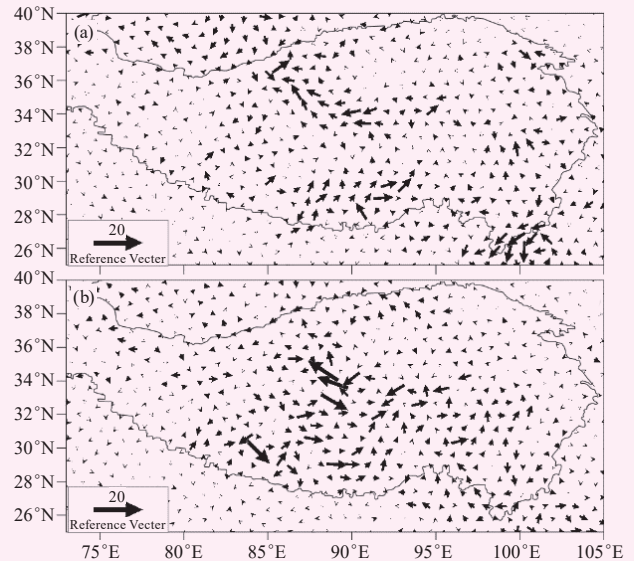


图5 2015年8月5日09:00 (a) 和15:00 (b) CTL1与no_CRF1试验的500hPa风场差值 (CTL1-no_CRF1) 分布 (单位: m/s)
Fig.5 Distribution of the 500hPa wind field difference between CTL1 and no_CRF1 (CTL1-no_CRF1) at 09:00 UTC (a) and 15:00 UTC (b) on 5 August 2015 (unit: m/s)

对比5日06:00—12:00两组试验沿28°—32°N平均垂直速度剖面图, 在no_CRF1试验中 (图6a), 涡区东南侧 (91°—93°E) 出现了一个上升运动大值区, 平均垂直速度最大超过-0.5 Pa/s, 500 hPa风场分布上, 表现为偏北风和偏南风的辐合; 而在CTL1

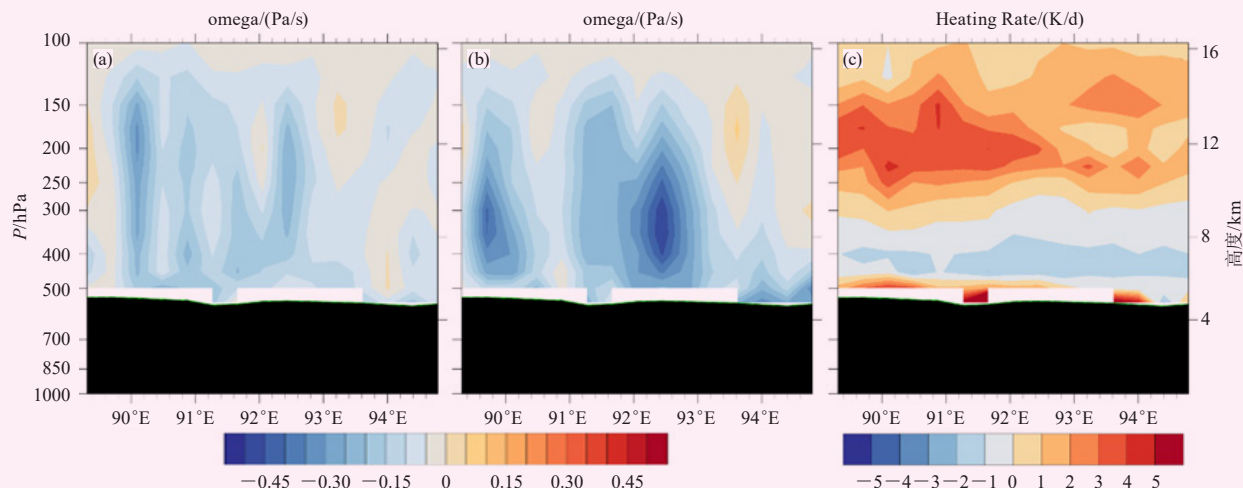


图 6 2015年8月5日06: 00—12: 00CTL1 (a) 和no_CRF1 (b) 试验平均垂直速度, 和CTL1-no_CRF1试验平均辐射加热率沿 28°—32°N剖面

Fig. 6 Cross section of vertical velocity averaged along 28°—32°N of CTL1 (a) and no_CRF1 (b) on 5 August 2015 06:00 to 12:00, and that of radiation heating rate of CTL1-no_CRF1

试验中 (图6b), 垂直速度则较弱, 平均强度不超过0.3 Pa/s。结合此时沿28°—32°N的CTL1试验与no_CRF1试验平均大气辐射加热率之差剖面图 (图6c), 发现位于85°—92°E, 250~150 hPa高度的大气中存在着辐射加热中心, 强度超过4 K/d, 高空存在的辐射加热中心会导致气温直减率的减小, 从而增加大气静力稳定度, 抑制对流的产生^[28]; 而在no_CRF1试验中则没有辐射加热中心出现, 加上白天地表加热较强, CAPE值较大, 容易触发对流, 而对流的出现会使得低层气流辐合, 通过补偿作用将周围空气吸入, 不利于此时气旋性风场南侧偏南气流向北发展和水汽向涡区输送。

根据涡区南侧 (85°—95°E, 28°—32°N) 的平均CAPE值变化 (图7), CAPE值存在着明显的日变化, 主要表现为在白天的大值和在夜间的小值, 白天由于太阳辐射加热地表, 使得温度垂直递减率加大, 减小大气稳定度, 造成对流有效位能较大; 到了夜

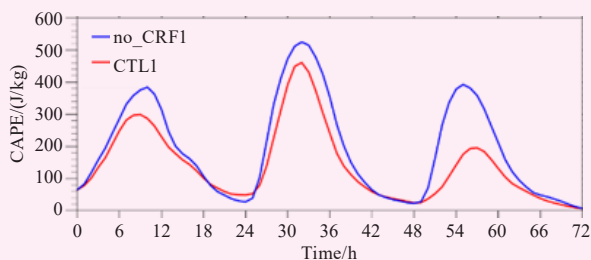


图 7 CTL1 (红线) 和no_CRF1 (蓝线) 试验涡区南侧 (28°—32°N, 85°—95°E) 的平均CAPE值变化

Fig. 7 CAPE of CTL1 (red line) and no_CRF1 (blue line) averaged over south side of vortex area (28°—32°N, 85°—95°E)

间, 地表长波冷却使得温度垂直递减率减小, 从而增加大气稳定度, 使对流有效位能减小。就两组试验中的差异来看, 在低涡生成阶段 (积分第30~第42时) 中CTL1试验的CAPE值明显较小, 小约50~100 J/kg, 这进一步验证了Harrop等^[28]得出的云可在白天通过吸收太阳辐射, 降低温度垂直递减率, 增加大气稳定度, 从而抑制对流的结论。综上所述, 白天云辐射效应通过增加涡区南侧的大气稳定度, 抑制对流, 使得偏南气流可将水汽向涡区输送, 对高原低涡的生成和降水提供必要的水汽条件。

到了夜间 (5日15: 00), 高原低涡逐渐发展成 熟, 500 hPa风场分布上 (图5b), CTL1试验相比于 no_CRF1试验在低涡中心的东侧有一辐合区, 因此推测在此区域的垂直运动更强, 有利于低涡的发展和移动。结合5日12: 00—18: 00沿32°—34°N平均的垂直速度剖面图 (图8a, 8b), 发现在CTL1试验中, 低涡中心东侧 (91°—95°E的位置) 存在较强的上升气流, 最大垂直速度达-1.5 Pa/s, 高度达150 hPa, 不论强度和范围都比no_CRF1试验更强更大, 与500 hPa风场表现出的涡心东侧相对辐合区相对应; 涡心西侧也有一个上升气流区, 但范围相对较小, 涡心处 (89°—91°E) 则垂直运动不明显。在低涡生成阶段, 低层辐合和上升运动是低涡东移发展的主要因子^[24], 所以可认为CTL1试验中更强的上升气流可造成低层气压降低和气旋性辐合也更强, 有利于高原低涡发展移动。对比同一时段两组试验大气辐射加热率差值分布 (图8c), 不难发现, 相比于no_CRF1试验, CTL1试验中在上升气流中心的上方存在辐射冷却中

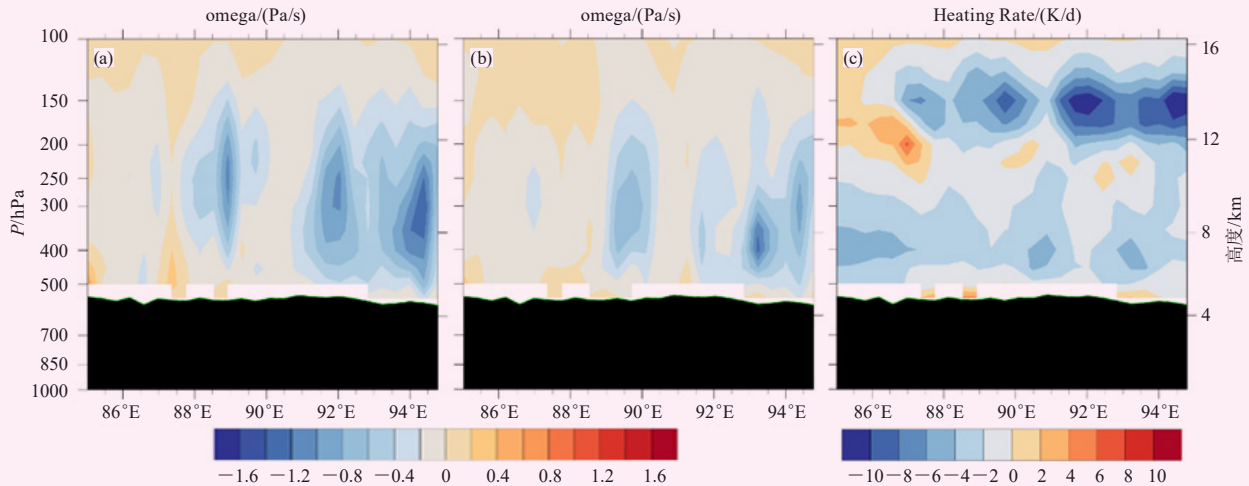


图 8 2015年8月5日12: 00—18: 00CTL1 (a) 和no_CRF1 (b) 试验平均垂直速度和CTL1-no_CRF1试验平均辐射加热率沿32°—34°N剖面

Fig. 8 Cross section of vertical velocity averaged along 32°—34°N of CTL1 (a) and no_CRF1 (b) on 5 August 2015 12:00 to 18:00, and that of radiation heating rate of CTL1-no_CRF1

心，强度超过10 K/d，在夜间缺少太阳短波辐射的情况下，云顶长波辐射冷却作用占主导，长波辐射冷却会增加大气温度直减率，从而导致静力稳定度减弱，增强对流活动^[29-30]。因此可认为夜间云顶长波辐射冷却通过减小高原低涡中心东侧的大气稳定度，从而增强对流，利于高原低涡发展东移。

2.4 云辐射效应对成熟阶段低涡结构的影响

利用模式输出的云顶温度分布对比两组试验模拟的低涡成熟时的结构（图9），可以看出云辐射效应

对其结构造成了较大的影响，CTL1试验中可以模拟出高原低涡外围形成的螺旋状云系和中心的涡眼结构（无云区），与台风的结构类似，也与FY-2G卫星云图观测的高原低涡结构类似；而在no_CRF1试验中，外围的螺旋状云系不明显且缺少涡眼结构。以下通过对比两组试验模拟的低涡水平风场、温度场、对流以及辐射加热率分布来讨论云辐射效应对高原低涡动力和热力结构的影响。

对比CTL1和no_CRF1试验中沿涡心的轴对称平

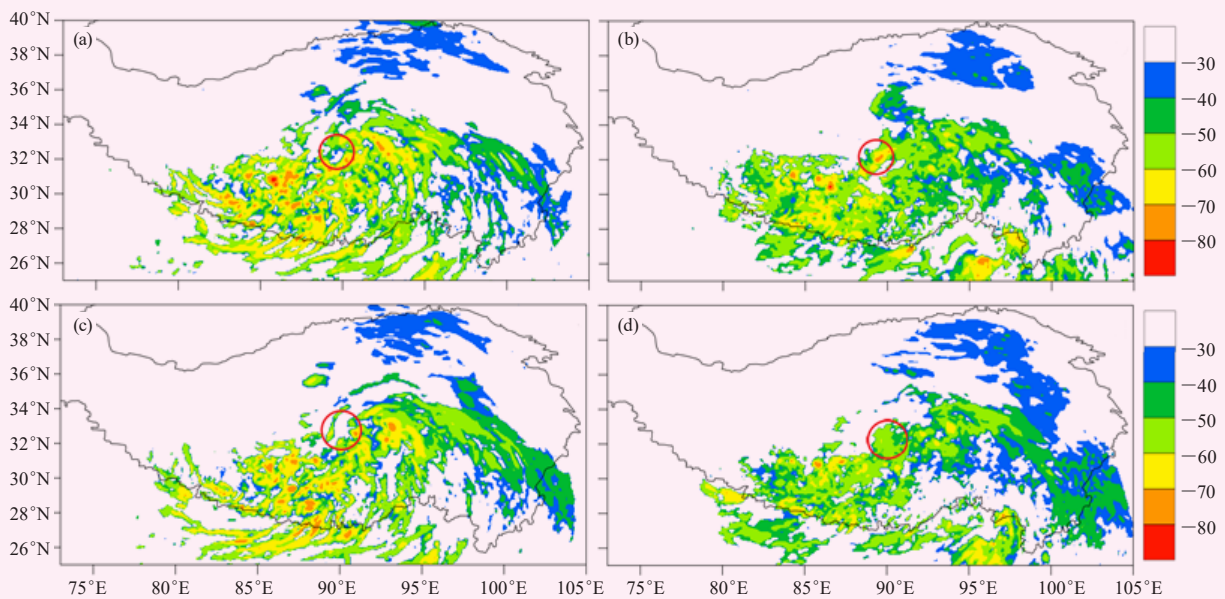


图 9 2018年8月5日18: 00 (a, b) 和21: 00 (c, d) CTL1 (a, c) 和no_CRF1 (b, d) 试验的云顶温度分布 (红圈为涡心位置)

Fig. 9 Distribution of cloud top temperature of CTL1 (a, c) and no_CRF1 (b, d) at 18:00 UTC (a, b) and 21:00 UTC (c, d) 5 August 2018 (the red circle is the position of the vortex center)

均切向风分布（图10a, 10b），注意到两组试验中的风场均呈现低层气旋性、高层反气旋性风场分布，并且气旋性风场的最大中心均是在高度1 km、距涡心3个经纬度左右距离的位置。二者的差异方面，CTL1试验中低层切向风强度明显更强；此外，CTL1试验中正切向风（气旋性风场）在距涡心1个经纬度距离的位置可以发展到更高的高度（6 km以上），形成类似于台风中的眼壁结构；而no_CRF1试验中低（高）层的（反）气旋性风场的厚度比CTL1试验中的更薄（厚）。这与Ge等^[13]通过研究热带气旋，发现其云区和晴空区的辐射差异造成的非绝热加热分布可引起边界层内流，从而导致切向风和风暴尺寸的增加的结果相似。

通过沿涡心的轴对称平均垂直速度分布（图10c, 10d），发现在CTL1试验中，距涡心1个经纬度的范围内，下沉运动占据主导，并向上延伸到9 km的高度，高原低涡涡心处高层辐合、低层辐散并伴随有下沉运动的配置有利于涡心处无云区的产生^[18]，表现出涡眼结构，同时，在涡心1个经纬度距离以外，4个经纬度距离以内的范围内为上升气流主导，利于周围的云区形成；而no_CRF1试验中，涡心处5 km高度的位置有一强上升气流区，最强强度超过-0.3 Pa/s，不利于涡心晴空区的形成，而涡心周围的低层为弱下沉气流，对流强度较弱，也不利于对流云的形成，因此no_CRF1试验中低涡成熟阶段的对流云显著较少。

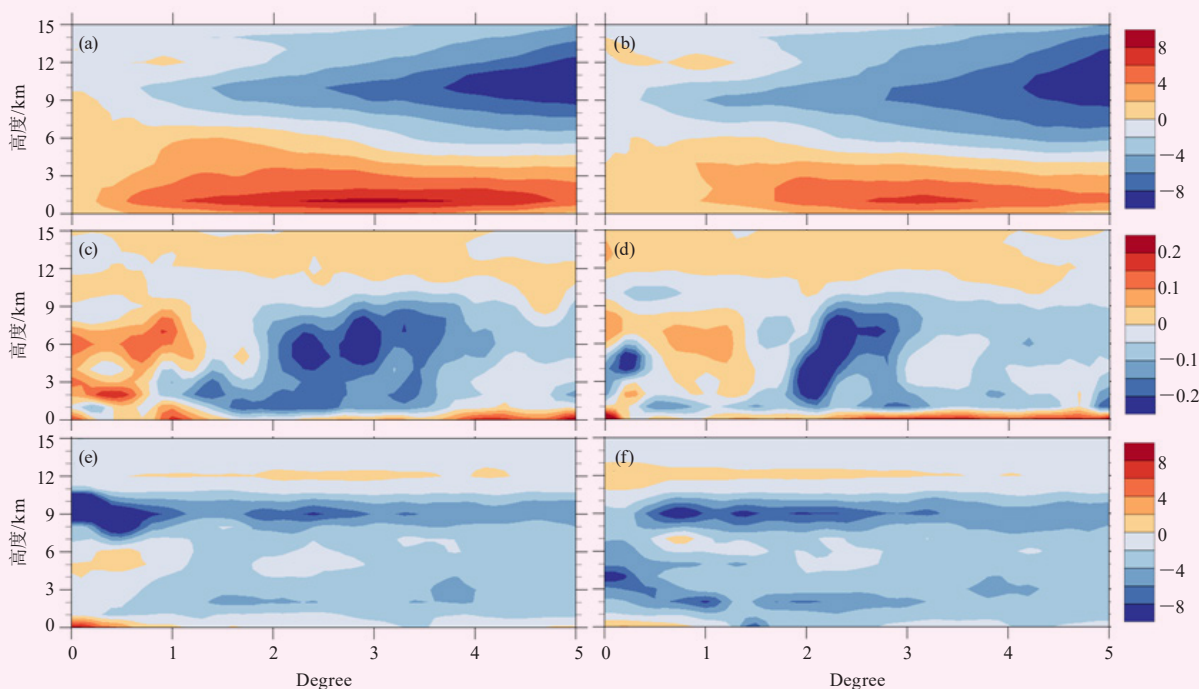


图10 2015年8月5日21: 00CTL1 (a, c, e) 和no_CRF1 (b, d, f) 试验中沿涡心的平均切向风 (a, b) (单位: m/s) 和垂直速度 (c, d) (单位: Pa/s), 以及18: 00 (e) 和21: 00 (f) 平均辐射加热率 (单位: K/d) 半径-高度剖面图
Fig. 10 Radius-height cross section of tangential wind (a, b) (unit: m/s) and vertical velocity (c, d) (unit: Pa/s) of CTL1 (a, c, e) and no_CRF1 (b, d, f) averaged along the vortex center at 21:00 UTC, and that of radiation heating rate (unit: K/d) at 18:00 UTC (e) and 21:00 UTC (f) 5 August 2015

从沿涡心的轴对称温度离差分布图（图11）可以发现，CTL1试验模拟的低涡在5日18: 00（图11a）表现为暖心结构，暖中心向上延伸到8 km，地表为冷中心；到了21: 00（图11c），涡心处逐渐转为冷中心，在低涡眼壁区仍为暖中心。而no_CRF1试验模拟的高原低涡在成熟阶段暖心结构更加明显，在距涡心一个经纬度的范围内均为暖中心，其强度也比CTL1试验更强，并且5日18: 00—21: 00时的变化不大（图11b, 11d）。结合CTL1-no_CRF1试验的平均大气辐射加热率分布（图11c），由于夜间缺少太阳辐射加

热，整层大气基本都为辐射冷却主导，涡心处辐射冷却中心集中在5 km以下，而其周围的辐射冷却中心均位于9 km的高度，这种辐射冷却中心“内低外高”的垂直分布，主要是由于夜间涡心无云区地表冷却和外围云区云顶冷却造成的。一方面，从热源强迫对边界层流场结构作用的角度^[31]，辐射冷却中心的分布和温度变化均满足在涡心处“内冷外热”型加热分布，因此有利于涡心下沉运动的产生；另一方面，从辐射冷却影响温度垂直分布，从而影响大气稳定度^[29-30]的角度来说，涡心无云区地表冷却作用增加了温度垂直递

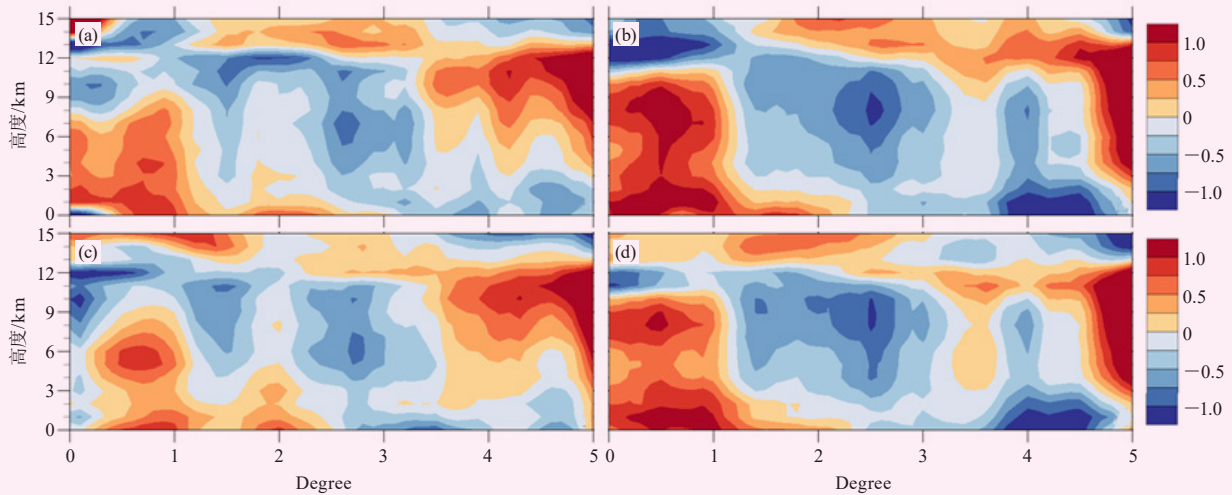


图11 2015年8月5日18:00 (a, b)和21:00 (c, d)和CTL1 (a, c)和no_CRF1 (b, d) 试验中沿涡心的平均温度离差半径-高度剖面图(单位: K)

Fig. 11 Radius–height cross section of temperature deviation of CTL1 (a, c) and no_CRF1 (b, d) averaged along the vortex center at 18:00 UTC (a, b) and 21:00 UTC (c, d) on 5 August 2018

减率, 加大稳定度, 不利于对流产生, 而外围云区云顶辐射冷却作用减弱温度直减率, 减小稳定度, 利于对流的产生。这种涡心下沉, 周围上升的垂直运动分布, 又反过来促进了内部无云区和外围云区的形成, 构成一个正反馈过程, 因此在有云辐射效应的模拟中更有利于低涡涡眼结构的产生。

2.5 高原低涡快速东移阶段中云辐射效应的影响

为了研究高原低涡快速东移阶段中云辐射效应的影响, 选取 29° — 35° N, 90° — 100° E作为此次低涡过程的东移区, 分别计算CTL2和no_CRF2试验6日00:00—7日00:00东移区平均500 hPa绝对涡度及其增长率、垂直速度以及300~100 hPa大气辐射加热率的变化, 对此阶段云辐射效应对高原低涡东移阶段强度和移动速度的影响进行分析。

从6日00:00—7日00:00高原低涡东移区500 hPa平均绝对涡度变化(图12a)可以发现, 绝对涡度从6日00:00—15:00逐渐增强, 6日15:00—7日00:00减弱, 反映了高原低涡的东移过程。6日00:00—12:00, CTL2试验模拟的绝对涡度较大, 且两组试验绝对涡度之差从6日00:00开始逐渐增加, 到06:00二者差异达到最大, 超过 $0.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 之后二者差异逐渐减小; 6日12:00, no_CRF2东移区平均绝对涡度变得比CRF2试验更大; 6日18时二者的差异又开始逐渐减小, 同时整个东移区的平均绝对涡度也逐渐减小, 此时低涡逐渐东移至 100° E以东的区域。从涡度增长率(图12c)来看, 在6日00:00—06:00(早晨至中午), CTL2试验的东移

区涡度增长速率更快, 而到了6日06:00—15:00左右(中午至傍晚), 则no_CRF2试验的涡度增长率更快; 15:00—20:00(夜间), 东移区平均绝对涡度开始减小, 而此时no_CRF2试验涡度减弱速率更快; 20:00之后低涡移至 100° E以东的地区, 两组试验涡度增长率的差异变得较小。

低涡强度的变化可能是由垂直运动引起的低层辐合变化造成的^[31], 通过东移区平均垂直速度的变化(图12b), 不难发现, 从6日00:00—09:00, 上升运动明显增强, 而后逐渐减弱; 到了6日18:00, 垂直运动不明显, 平均强度小于 0.05 Pa/s 。对比CTL2和no_CRF2试验东移区平均垂直运动差异, 6日00:00—06:00(早晨至中午), CTL2试验的上升运动更强; 而从6日07:00—15:00(中午至傍晚), 此时no_CRF2试验上升运动更强, 但两组试验垂直运动的强度减弱, 到18:00以后低涡移出高原, 垂直运动不明显。

以上分析表明在低涡东移阶段中, 东移区涡度和垂直运动均存在着昼夜变化。结合前人的研究^[32], 夜间云顶长波冷却效应比内部长波保温效应强; 而在白天, 云区存在着很强的太阳辐射加热作用^[29]; Zhao等^[33]也指出, 云辐射效应存在着昼夜变化。所以可以推测, 低涡东移阶段中, 云辐射效应的昼夜变化可能引起低涡强度的昼夜变化。对比东移区CTL2-no_CRF2试验300~100 hPa大气辐射加热率(图12d), 发现6日00:00—04:00, 上层大气为辐射冷却主导, 强度逐渐转弱, 可能与夜间缺少太阳辐射, 云顶长波冷却主导, 而到了白天, 云内部吸收短波辐射逐

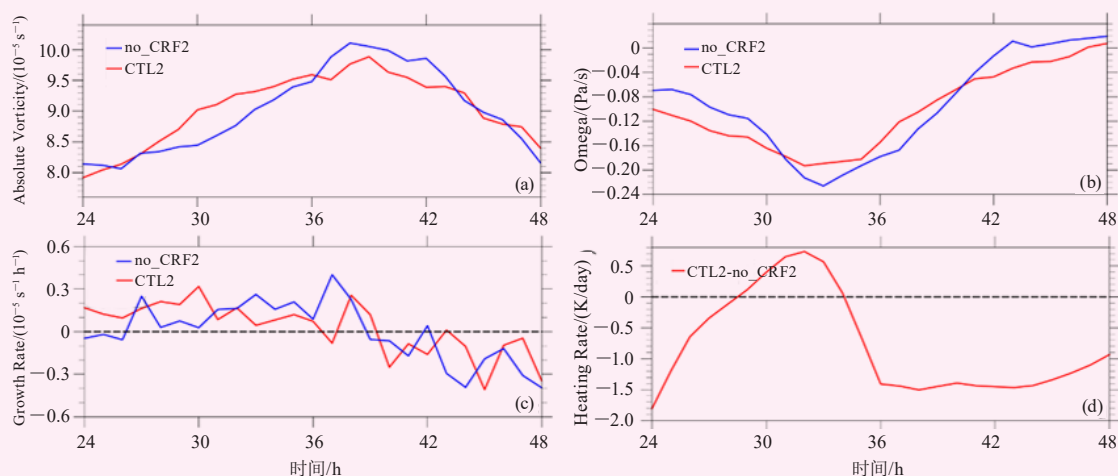


图12 CTL2 (红线) 和no_CRF2 (蓝线) 试验在低涡东移区 (29°—35°N, 90°—100°E) 500 hPa绝对涡度 (a), 平均垂直速度 (b), 500 hPa绝对涡度增长率 (c) 和CTL2与no_CRF2试验300~100 hPa辐射加热率差值 (CTL2-no_CRF2) (d) 变化
Fig. 12 Variation of absolute vorticity (a), vertical velocity (b), absolute vorticity growth rate (c) at 500 hPa of CTL2 (red line) and no_CRF2 (blue line), and that of 300~100 hPa radiation heating rate difference between CTL2 and no_CRF2 (d) averaged over 29°—35°N, 90°—100°E

渐增强有关; 6日05:00—10:00, 上层大气变为辐射加热作用主导, 此时正处于中午到午后, 太阳短波辐射强度较强, 云内部吸收太阳辐射大于云顶长波辐射冷却, 因此此时上层大气为辐射加热; 而到了6日11:00之后, 随着太阳短波辐射逐渐减弱, 上层大气又变为云顶长波辐射冷却主导, 并维持整个夜间。

总体来看, 东移过程中CTL2和no_CRF2试验中低涡的强度及其变化速率和垂直运动变化之差存在昼夜变化, 而这种变化与300~100 hPa大气辐射加热率变化较为一致, 总体上表现为正午前后的辐射加热, 和其余时间的辐射冷却, 然而注意到绝对涡度增长率和垂直速度差异的变化落后于辐射加热率的变化2~3 h左右, 这可能是因为大气辐射加热是大气中次要的非绝热加热过程, 并且动力场需要一段时间来适应热力场的变化^[34], 因此, 云通过可能调节昼夜间大气辐射加热率垂直分布的变化, 影响大气稳定性, 进而控制着高原低涡东移过程中强度和移动的昼夜变化; 而当低涡东移出高原后, 其强度减弱, 云辐射效应的影响变得不显著。

3 结果与讨论

本文主要利用NCEP-FNL再分析资料驱动WRF (V3.8.1) 模式, 对2015年8月5—7日的一次高原低涡进行模拟, 并关闭云辐射效应 (icloud=0) 做敏感性试验进行对比分析。结果发现: 总体来说, 有云辐射效应的模拟相比于无云辐射效应的模拟中, 生成的高原低涡强度更强, 维持的时间更长, 并且涡心结构更加明显, 说明云辐射效应对高原低涡的发生发展及其

结构产生了一定的影响。

进一步的分析表明, 云辐射效应主要通过改变高原低涡云区的辐射分布来影响大气稳定性, 进而影响低涡的发生发展及其结构特征, 并且在高原低涡活动的不同阶段云辐射效应的作用不同, 具体来说表现为: 在高原低涡的生成阶段, 白天云通过吸收太阳短波辐射, 加热上空大气, 减小大气垂直递减率, 抑制低涡东南侧对流, 减小低层由于质量补偿作用引起的辐合, 从而增加低层气旋性风场和向低涡东侧的水汽输送; 夜间云顶辐射冷却作用主导, 而云中下层通过长波逆辐射作用对大气进行保温, 从而增加中上层大气不稳定性, 导致垂直运动的增强, 从而有利于高原低涡的发展和东移。随着高原低涡发展进入成熟阶段, 低涡中心逐渐形成涡眼结构, 涡心无云区和周围云区在夜间辐射冷却的水平和垂直差异, 改变大气稳定度的水平和分布, 从而造成空气在涡心下沉、周围上升, 这反过来促进涡心无云区和周围云区的形成, 构成一个正反馈过程, 促进涡眼结构的出现。在高原低涡的东移阶段中, 云辐射效应可能对低涡的强度和东移速率的变化造成了一定的影响, 而当低涡移出高原主体后, 其强度逐渐减弱, 此时云辐射效应的影响则变得不显著。

然而, 本文得出的结论是基于个例研究的结果, 还需在未来对更多的高原低涡个例进行模拟试验, 以明确云辐射效应对高原低涡过程的影响。此外, 本文未排除下垫面、低涡与环境场之间的相互作用对模拟试验的影响, 在今后的工作中有必要对其进一步研究。

参考文献

- [1] 叶笃正, 罗四维, 朱抱真. 青藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡. 气象学报, 1957(2): 108-121.
- [2] Wu G, Liu Y, He B, et al. Thermal controls on the Asian summer monsoon. *Scientific Reports*, 2012, 2: 404.
- [3] 骆美霞, 朱抱真, 张学洪. 青藏高原对东亚纬向型环流形成的动力作用. 大气科学, 1983(2): 145-152.
- [4] Manabe S, Terpstra T B. The effects of mountains on the general circulation of the atmosphere as identified by numerical experiments. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1974, 31(1): 3-42.
- [5] Flohn H. Large-scale aspects of the "summer monsoon" in South and East Asia. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 1957, 35: 180-186.
- [6] 郁淑华, 高文良. 高原低涡移出高原的观测事实分析. 气象学报, 2006, (3): 392-399.
- [7] Wang J, Rossow W B. Effects of cloud vertical structure on atmospheric circulation in the GISS GCM. *Journal of Climate*, 1998, 11(11): 3010-3029.
- [8] Hartmann D L, Doelling D. On the net radiative effectiveness of clouds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1991, 96(D1): 869-891.
- [9] 张丁玲, 黄建平, 刘玉芝, 等. 利用CERES (SYN) 资料分析青藏高原云辐射强迫的时空变化. 高原气象, 2012, 31(5): 1192-1202.
- [10] 刘屹岷, 燕亚菲, 吕建华, 等. 基于CloudSat/CALIPSO卫星资料的青藏高原云辐射及降水的研究进展. 大气科学, 2018, 42(4): 847-858.
- [11] Yan Y, Liu Y, Lu J. Cloud vertical structure, precipitation, and cloud radiative effects over Tibetan Plateau and its neighboring regions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2016, 121(10): 5864-5877.
- [12] Garrett T J, Zhao C. Increased Arctic cloud longwave emissivity associated with pollution from mid-latitudes. *Nature*, 2006, 440(7085): 787-789.
- [13] Ge X, Ma Y, Zhou S, et al. Impacts of the diurnal cycle of radiation on tropical cyclone intensification and structure. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2014, 31(6): 1377-1385.
- [14] Webster P J, Stephens G L. Tropical upper-tropospheric extended clouds: inferences from winter MONEX. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1980, 37(7): 1521-1541.
- [15] Tao W K, Lang S, Simpson J, et al. Mechanisms of cloud-radiation interaction in the tropics and midlatitudes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1996, 53(18): 2624-2651.
- [16] 葛旭阳, 许可, 马悦, 等. 云辐射强迫效应对热带气旋发展和结构的影响. 大气科学学报, 2018, 41(1): 46-54.
- [17] 罗四维, 杨洋. 一次青藏高原夏季低涡的数值模拟研究. 高原气象, 1992, (1): 39-48.
- [18] 李国平, 刘红武. 地面热源强迫对青藏高原低涡作用的动力学分析. 热带气象学报, 2006, (6): 632-637.
- [19] 丁治英, 刘京雷, 吕君宁. 600 hPa高原低涡生成机制的个例探讨. 高原气象, 1994, (4): 29-36.
- [20] 许威杰, 张耀存. 凝结潜热加热与对流反馈对一次高原低涡过程影响的数值模拟. 高原气象, 2017, 36(3): 763-775.
- [21] 李国平, 蒋静. 一类奇异孤波解及其在高原低涡结构分析中的应用. 气象学报, 2000, (4): 447-456.
- [22] 董元昌, 李国平. 大气能量学揭示的高原低涡个例结构及降水特征. 大气科学, 2015, 39(6): 1136-1148.
- [23] 陈功, 李国平, 李跃清. 近20年来青藏高原低涡的研究进展. 气象科技进展, 2012, 2(2): 6-12.
- [24] 杨颖琛, 李跃清, 陈永仁. 高原低涡东移加深过程的结构分析. 高原气象, 2018, 37(3): 702-720.
- [25] 江吉喜, 范梅珠. 夏季青藏高原上的对流云和中尺度对流系统. 大气科学, 2002, (2): 263-270.
- [26] 徐祥德, 陶诗言, 王继志, 等. 青藏高原一季风水汽输送“大三角扇型”影响域特征与中国区域旱涝异常的关系. 气象学报, 2002, (3): 257-266, 385.
- [27] 张立鹏, 智协飞, 王佳, 等. 云顶高度和温度预报多方案对比检验与集成. 气象科技, 2018, 46(6): 1136-1146.
- [28] Harrop B E, Hartmann D L. The role of cloud radiative heating in determining the location of the ITCZ in aquaplanet simulations. *Journal of Climate*, 2016, 29(8): 2741-2763.
- [29] Gray W M, Jacobson Jr R W. Diurnal variation of deep cumulus convection. *Monthly Weather Review*, 1977, 105(9): 1171-1188.
- [30] Stuhlmann R, Smith G L. A study of cloud-generated radiative heating and its generation of available potential energy. Part I: theoretical background. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1988, 45(24): 3911-3927.
- [31] 李国平, 刘晓冉, 黄楚惠, 等. 夏季青藏高原低涡结构的动力学研究. 成都信息工程学院学报, 2011, 26(5): 461-469.
- [32] 吴国雄, 刘屹岷. 热力适应、过流、频散和副高I. 热力适应和过流. 大气科学, 2000, (4): 433-446.
- [33] Zhao C, Garrett T J. Effects of Arctic haze on surface cloud radiative forcing. *Geophysical Research Letters*, 2015, 42(2): 557-564.
- [34] 刘屹岷, 吴国雄, 字如聪, 等. 热力适应、过流、频散和副高II. 水平非均匀加热与能量频散. 大气科学, 2001, (3): 317-328.