

Diagnostic Analysis of a Heavy Rainfall in Sichuan Basin Induced by Plateau Vortex Moving Eastward

Yao Hu, Wei Hua

Joint Laboratory of Climate and Environment Change, Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, School of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu, Sichuan
Email: 1103098170@qq.com

Received: May 7th, 2018; accepted: May 21st, 2018; published: May 28th, 2018

Abstract

By using the fusion precipitation data of China automatic meteorological station and the Climate Prediction Center morphing technique (CMORPH), the National Centers for Environmental Prediction (NCEP) reanalysis data and the temperature of black body (TBB) data from the Fengyun-2E (FY-2E) satellite, we analyzed a rainstorm weather which occurred from 30 July to 31 July in 2014 in Sichuan. The results show that: 1) The rainstorm occurs in the process of splitting the low trough of the Plateau Vortex to the Sichuan Basin after the Plateau Vortex moved out of the Plateau. The rainstorm is located in the front of the low trough and the rain zone is from southwest to northeast; 2) During the rainstorm, the subtropical high stretches westward to the south of Sichuan. The warm and wet air from the South China Sea is transported to rainstorm area. The rainstorm area is in the water vapor convergence zone and the low layer of the rainstorm center is in the state of convective unstable stratification, which provide favorable water vapor and thermal conditions for the production and development of the rainstorm; 3) There is a positive vorticity advection area on the east and southeast side of the plateau vortex 700 hPa at the beginning of the rainstorm. This shows that the positive vorticity of the lower layer is developed, the convergence of the wind field is enhanced and the rising motion is developed, which is beneficial to the production of strong convective activity and the precipitation process. It may be the driving force for the rainstorm process in the Sichuan Basin. According to the analysis of the apparent water vapor sink, the apparent water vapor sink in the middle and low layers of the rainstorm area is obviously developed during the rainstorm, and the negative distribution of the apparent vapor sink appears in the lower layer of the late storm area. This shows that the latent heat released during precipitation increases and the atmosphere is heated, which in turn plays a role in the maintenance and development of the system. It may be the energy reason for the rainstorm process.

Keywords

Plateau Vortex, Rainstorm, Diagnostic Analysis

一次高原低涡东移引发四川盆地暴雨的诊断分析

胡 焱, 华 维

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

Email: 1103098170@qq.com

收稿日期: 2018年5月7日; 录用日期: 2018年5月21日; 发布日期: 2018年5月28日

摘 要

本文采用中国自动气象站与CMORPH卫星融合的降雨量资料、NCEP FNL再分析资料以及FY-2E相当黑体亮温资料, 对2014年7月四川的一次暴雨天气进行诊断分析。结果表明: 1) 此次暴雨产生于高原低涡东移出高原, 其南部向四川盆地分裂出低槽的过程中。主要降雨区位于低槽前部, 降雨带呈西南至东北走向; 2) 暴雨过程中, 副热带高压西伸至四川东南部, 其外围偏南风向暴雨区持续提供水汽。暴雨区处于水汽辐合区, 暴雨中心低层存在的不稳定能量区为暴雨的产生与发展提供充足的水汽与能量; 3) 在暴雨开始前期, 高原低涡东侧和东南侧低层700 hPa存在一正涡度平流区。这表明低层的正涡度得到发展, 风场的辐合增强, 上升运动得到发展, 从而有利于强对流活动的产生, 造成降水过程。这有可能是此次四川盆地暴雨过程产生的动力原因。从视水汽汇分析可知, 在暴雨过程中, 暴雨区中低层视水汽汇发展明显, 而在暴雨后期暴雨区低层出现视水汽汇负值分布。这表明降水过程中所释放的潜热增加, 加热大气, 继而大气反过来作用于系统的维持与发展。这有可能是此次暴雨过程维持的能量原因。

关键词

高原低涡, 暴雨, 诊断分析

Copyright © 2018 by authors and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

1. 引言

高原低涡是在青藏高原的热力作用以及动力作用下生成于高原主体的一种中尺度天气系统。由于高原低涡在500 hPa上闭合等高线以及气旋性流场特征较为明显, 因此常选取500 hPa为高原低涡的定义高度层[1]。尽管大多数高原低涡在高原主体生成并消亡, 但部分高原低涡仍能够东移出高原, 并导致高原下游地区产生暴雨等强天气过程[2]。因此, 东移型高原低涡一直是学者的关注和研究重点。

对东移型高原低涡的相关研究表明, 高原低涡东移过程主要发生在夏季, 高层的辐散场配置是高原低涡东移的主要动力配置[3]。在环流形势方面, 500 hPa冷空气、副热带高压、南亚高压或西风急流与高原低涡东移出高原有着密切的联系[4][5]。同时, 高原低涡不同类型的东移路径频次与我国长江流域、东

北地区以及黄河流域等地的降水量有很好的对应关系, 高原低涡的降水还受到副热带高压的位置与强度变化的影响[6], 同时 WRF 模式中不同的参数化方案对高原低涡的移动路径以及强度的模拟效果具有较大的差异[7]。在高原低涡东移发展机制方面, 前人利用诊断分析和数值模式研究发现地面感热输送在高原低涡生成阶段起主导作用, 而凝结潜热释放在其发展阶段起主导作用[8] [9] [10] [11]。冷性空气强度大小影响高原低涡的斜压不稳定性, 从而导致低涡的移动速度及发展受到影响[12], 并且对流层中低层适度的冷空气对高原低涡发展起促进作用[13]。此外, 凝结潜热与对流活动也在高原低涡东移过程中存在一种正反馈发展机制[14] [15]。在诊断分析方面, 500 hPa 低涡正涡度区东传使四川盆地低层涡度得到增强, 从而加强或诱发西南低涡产生与发展, 造成暴雨过程[16] [17] [18]。近年来, 一些新型物理量被引入对高原低涡东移降水的分析中, 相关研究表明, 非地转湿 Q 矢量以及相对螺旋度的水平分布与后六小时的降水中心有一定的预报意义。湿位涡与垂直螺旋度反应降水区大气的动力特征, 低层为正涡度与高层为负涡度的动力配置[19] [20]。

以上研究丰富了人们对高原低涡东移以及产生暴雨过程的认识。本文将以 2014 年 7 月 30~31 日一次东移型高原低涡对四川盆地造成的暴雨天气过程为例, 对此次暴雨过程进行诊断分析, 以加强人们对东移型高原低涡降水过程的认知。

2. 资料与暴雨过程概况

2.1. 资料选取

本文所用资料为美国国家环境预报中心(NCEP)提供的逐日 4 次的 $1^\circ \times 1^\circ$ FNL 再分析资料、中国地面自气象站与 CMORPH 融合的 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 逐时降雨量资料以及 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 逐时风云卫星(FY2E)相当黑体亮温资料。

2.2. 暴雨过程概况

2014 年 7 月 30~31 日, 受到高原低涡东移影响, 四川盆地西部发生了一次暴雨天气过程, 降雨带呈西南至东北走向且稳定少动, 中心分别位于四川江油和眉山, 24 h 累积降水量分别达到 210 mm 和 150 mm (图 1(a))。从逐 6 h 累积降水量分布可见(图 1(b)~(e)), 此次强降水过程主要发生在 30 日 18:00~31 日 06:00, 且 30 日 18:00~31 日 00:00 和 31 日 00:00~31 日 06:00 的 6 小时累积降水量均达到 80 mm 以上。因此, 本文主要以 30 日 18:00~31 日 06:00 强降水时间段为研究对象分析此次暴雨过程的发生发展机制。

3. 暴雨过程分析

3.1. 暴雨天气影响系统分析

3.1.1. 高空环流形势特征

暴雨是在有利的大尺度环流形势下产生的。从 500 hPa 高度场可知, 7 月 30 日 12:00 (图 2(a))暴雨发生前, 我国青海至东北地区存在一个高压(蒙古高压)与两个低涡(高原低涡和东北冷涡), 其中导致此次四川盆地暴雨的高原低涡已东移至川甘青三省交界处。同时, 副热带高压已经西伸至四川东南部, 其外围偏南风将暖湿空气持续输送至四川盆地; 至 7 月 30 日 18:00 (图 2(b))暴雨发生时, 高原低涡位置稳定少移, 但高原低涡南部分裂出一低槽, 低槽前有利于产生暴雨过程。此时, 副热带高压进一步西伸, 副高外围的东南气流继续向暴雨区输送水汽。在整个暴雨过程中四川上空的 500 hPa 低槽一直存在, 直至 7 月 31 日 12:00 (图略), 高原低涡开始西北移动, 四川上空的低槽逐渐消失减弱, 副热带高压中心南退至贵州、广西一带, 此次暴雨过程基本结束。

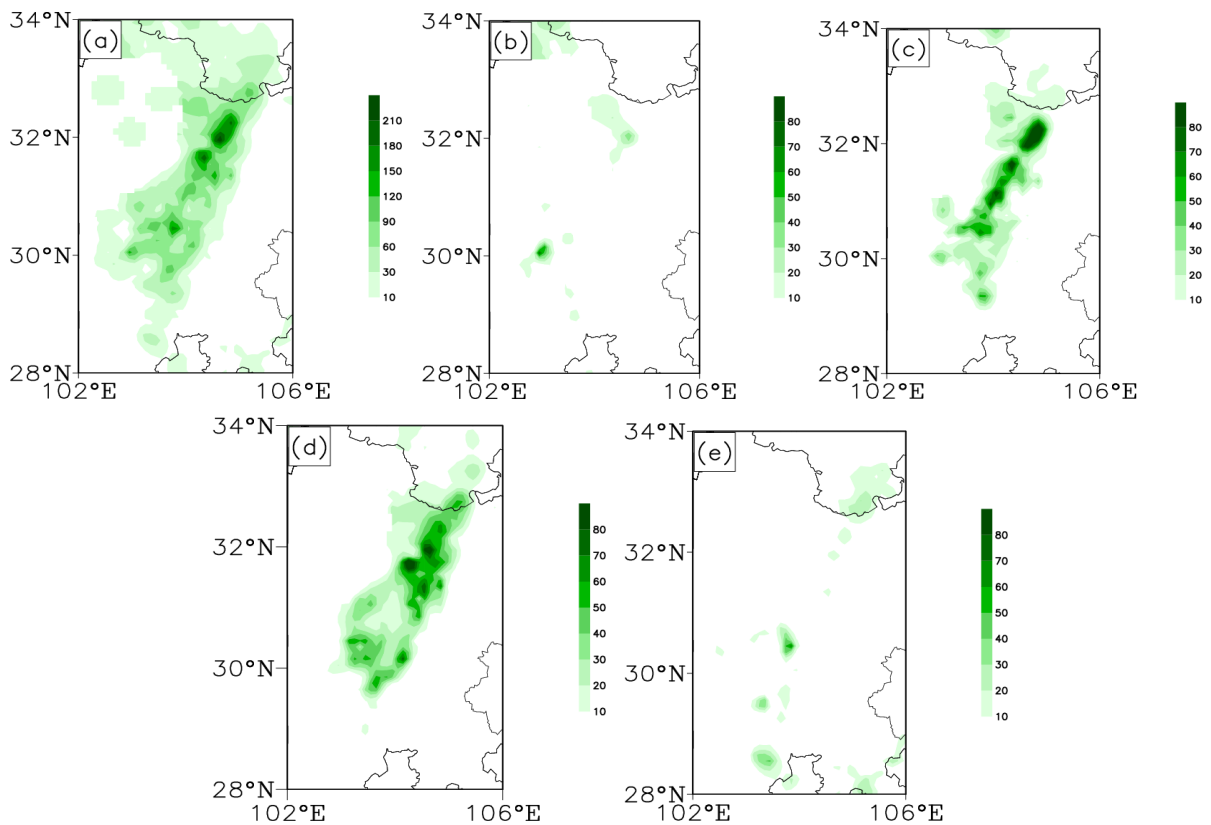


Figure 1. Distribution of precipitation in Sichuan Basin (unit: mm). (a) From 12:00 on 30 to 12:00 on 31 July 2014; (b) From 12:00 on 30 to 18:00 on 30 July 2014; (c) From 18:00 on 30 to 00:00 on 31 July 2014; (d) From 00:00 on 31 to 06:00 on 31 July 2014; (e) From 06:00 on 31 to 12:00 on 31 July 2014

图 1. 四川盆地降雨量分布图(单位: mm)。 (a) 2014 年 7 月 30 日 12:00~31 日 12:00; (b) 2014 年 7 月 30 日 12:00~30 日 18:00; (c) 2014 年 7 月 30 日 18:00~31 日 00:00; (d) 2014 年 7 月 31 日 00:00~31 日 06:00; (e) 2014 年 7 月 31 日 06:00~31 日 12:00

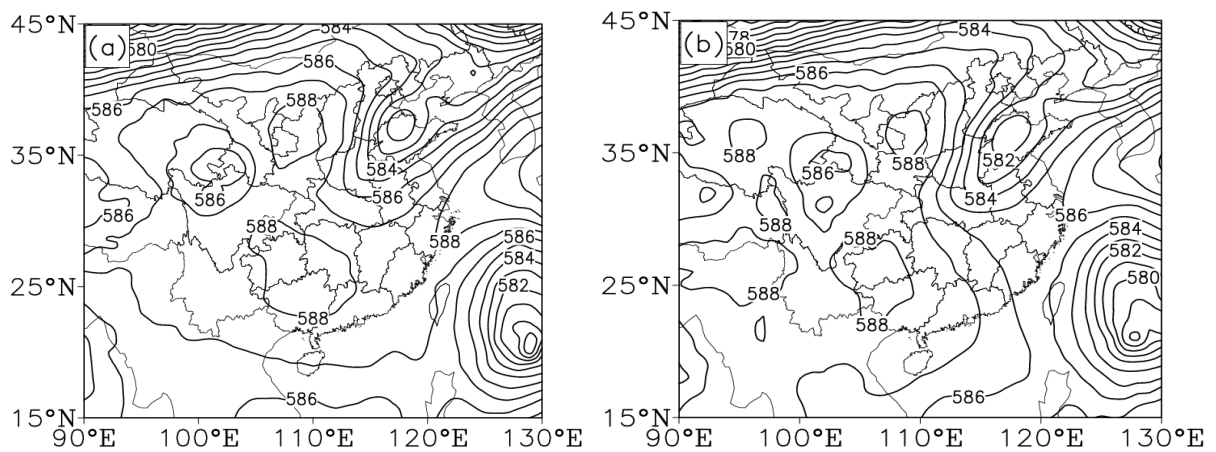


Figure 2. Geopotential height at 500 hPa (unit: dagpm). (a) At 12:00 on 30 July 2014; (b) At 18:00 on 30 July 2014

图 2. 500 hPa 高度场(单位: dagpm)。 (a) 2014 年 7 月 30 日 12:00; (b) 2014 年 7 月 30 日 18:00

3.1.2. 对流活动

由 7 月 30~31 日风云卫星(FY-2E)红外云顶亮温(TBB)空间分布可见,暴雨发生前(图 3(a)),四川盆地内存在两个对流云团,但其强度与范围均较小。30 日 18:00 开始(图 3(b)),位于盆地南部的对流云团快速

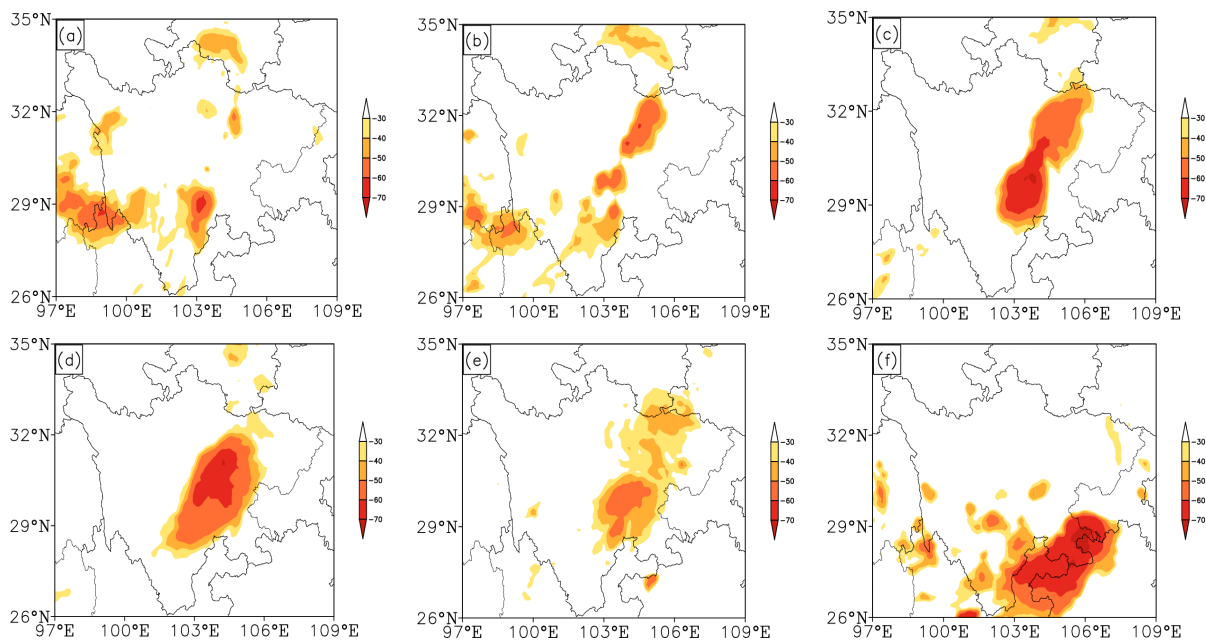


Figure 3. Space distribution of temperature of black body (TBB) data (unit: $^{\circ}\text{C}$) of the Fengyun-2E (FY-2E) satellite from 30 to 31 July 2014. (a) At 16:00 on 30; (b) At 18:00 on 30; (c) At 21:00 on 30; (d) At 00:00 on 31; (e) at 06:00 on 31; (f) At 12:00 on 31

图 3. 2014 年 7 月 30~31 日 FY-2E TBB 空间分布(单位: $^{\circ}\text{C}$)。 (a) 30 日 16:00; (b) 30 日 18:00; (c) 30 日 21:00; (d) 31 日 00:00; (e) 31 日 06:00; (f) 31 日 12:00

发展北移, 其中心强度中心云顶亮温 $<-60^{\circ}\text{C}$, 而盆地北部的对流云团同样发展迅速。之后两对流云团逐渐合并, 总体呈西南—东北走向(图 3(c)), 这与同期 24 h 累积降水量空间分布一致(图 1(a))。31 日 00:00 (图 3(d)), 对流云团位置维持稳定不变, 但强对流中心有所北移。至 31 日 06:00 (图 3(e)), 云团开始分裂减弱。到 31 日 12:00 (图 3(f)), 盆地内对流活动减弱消失, 强降水基本结束, 但在盆地东南侧的多省交界地区有新的对流活动生成。

3.2. 物理量场分析

3.2.1. 水汽输送

图 4 为 850 hPa 水汽通量分布。由图可知, 低层 850 hPa 的水汽主要来自南海地区, 经广西、贵州向四川盆地输送。30 日 12:00 (图 4(a))暴雨发生前, 水汽通量大值中心位于贵州中东部地区, 而四川盆地内水汽输送较弱。30 日 18:00 (图 4(b)), 水汽输送开始向四川盆地东南部移动, 其大值中心位于重庆附近, 最大可达 $10 \text{ g}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1}$ 。31 日 00:00 (图 4(c)), 水汽通量大值中心向北移动至盆地北部附近, 为本次暴雨过程提供充足的水汽。31 日 06:00 (图 4(d))开始, 盆地内的水汽输送明显减弱。

图 5 为 850 hPa 水汽通量散度分布。7 月 30 日 12:00 (图 5(a))暴雨开始前, 盆地西部主要呈现水汽辐散分布。30 日 18:00 (图 5(b)), 盆地大部分地区为水汽辐合区, 中心值达到 $-2 \times 10^{-7} \text{ g}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}$ 。31 日 00:00 (图 5(c)), 整个盆地基本为水汽辐合区所控制, 中心值达到 $-4 \times 10^{-7} \text{ g}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}$ 。31 日 06:00 (图 5(d))开始, 盆地大部分地区变为水汽辐散分布, 暴雨开始减弱消失。

3.2.2. 热力条件

30 日 12:00 (图 6(a)), 暴雨中心 600 hPa 以下为假相当位温等值线密集区, 最大中心达到 362 K, 表明在暴雨发生前低层大气已极不稳定。30 日 18:00 (图 6(b)), 暴雨中心低层不稳定层结开始向上发展, 352 K

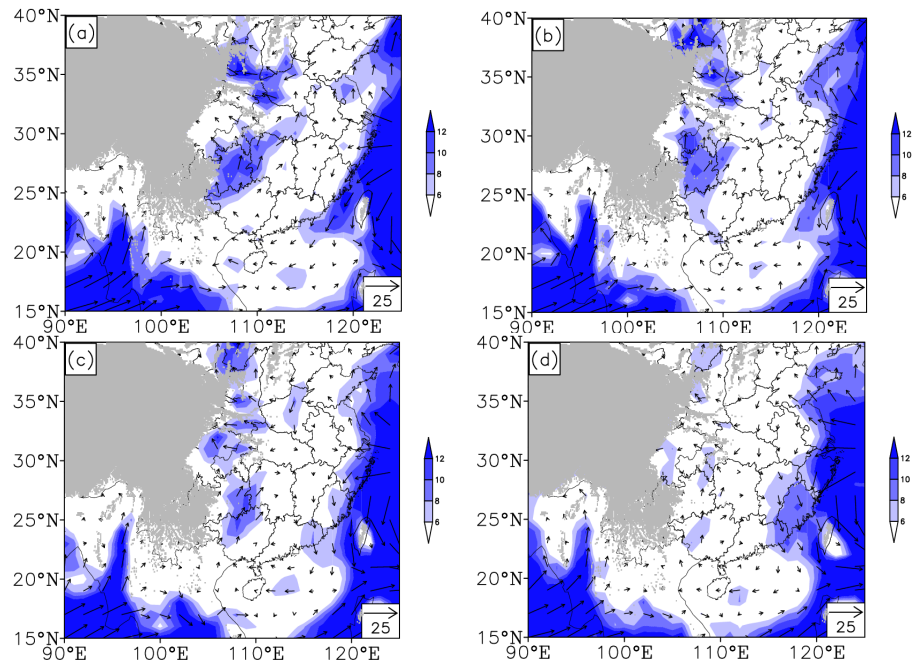


Figure 4. Space distribution of water vapor flux on 850 hPa from 30 to 31 July 2014 (unit: $\text{g}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1}$). (a) At 12:00 on 30; (b) At 18:00 on 30; (c) At 00:00 on 31; (d) At 06:00 on 31

图 4. 2014 年 7 月 30~31 日 850hPa 水汽通量空间分布(单位: $\text{g}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1}$)。 (a) 30 日 12:00; (b) 30 日 18:00; (c) 31 日 00:00; (d) 31 日 06:00

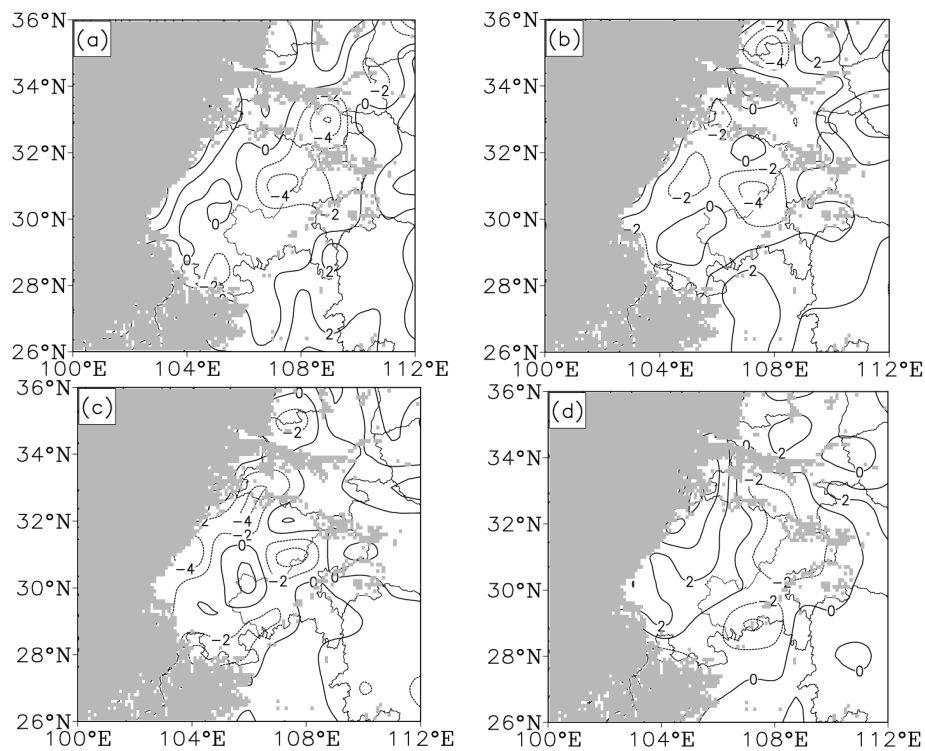


Figure 5. Space distribution of water vapor flux divergence on 850 hPa from 30 to 31 July 2014 (unit: $10^{-7} \text{g}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}$). (a) At 12:00 on 30; (b) At 18:00 on 30; (c) At 00:00 on 31; (d) At 06:00 on 31

图 5. 2014 年 7 月 30~31 日 850 hPa 水汽通量散度空间分布(单位: $10^{-7} \text{g}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}$)。 (a) 30 日 12:00; (b) 30 日 18:00; (c) 31 日 00:00; (d) 31 日 06:00

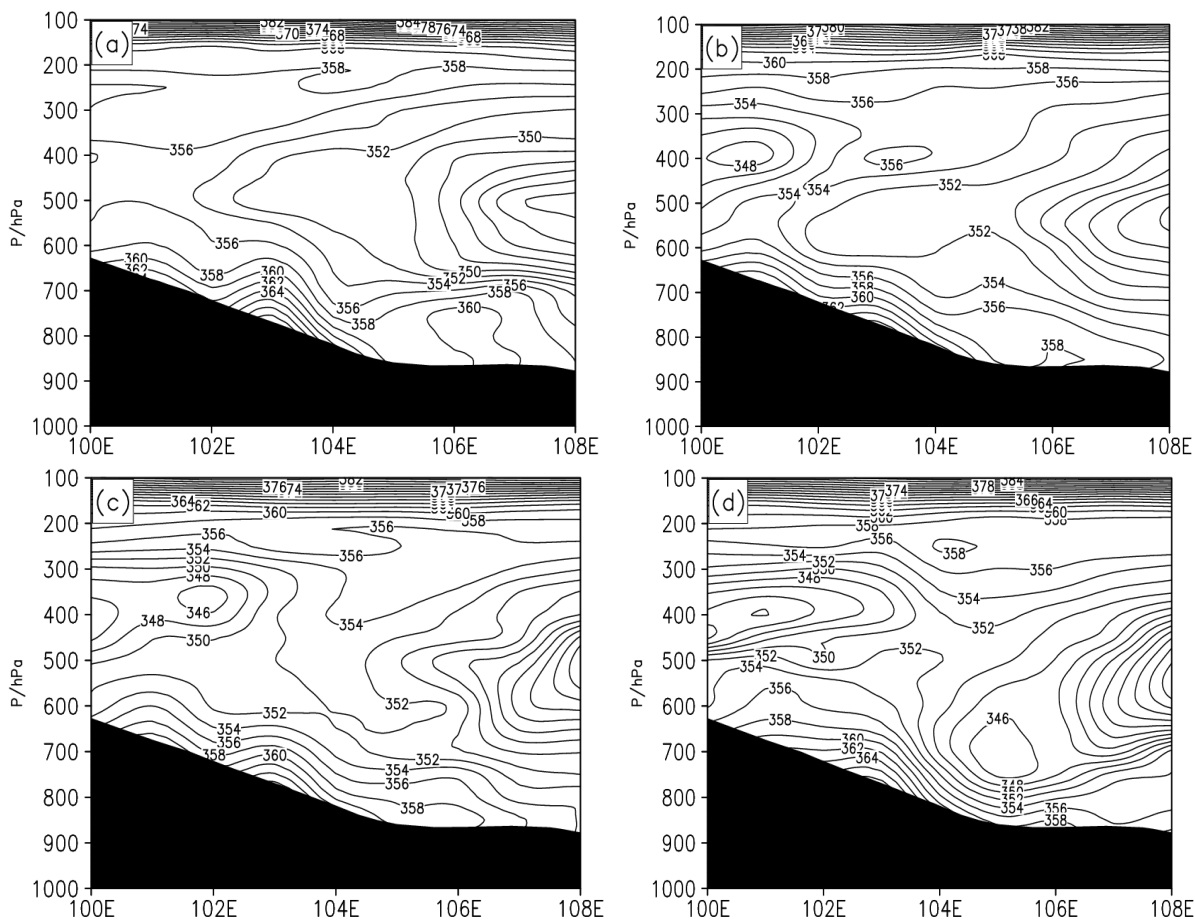


Figure 6. The pseudo equivalent temperature vertical section of the center of the large value of precipitation (32°N) from 30 to 31 July 2014 (unit: K). (a) At 12:00 on 30; (b) At 18:00 on 30; (c) At 00:00 on 31; (d) At 06:00 on 31
图 6. 2014 年 7 月 30~31 日沿降水大值中心(32°N)的假相当位温垂直剖面(单位: K)。(a) 30 日 12:00; (b) 30 日 18:00; (c) 31 日 00:00; (d) 31 日 06:00

线已抬升至 600 hPa, 非常有利于暴雨的发生发展。31 日 00:00 (图 6(c))暴雨发展期, 暴雨中心 700 hPa 以下假相当位温等值线仍非常密集, 这表明尽管降水消耗了前期聚集的不稳定能量, 但 700 hPa 以下一直是对流不稳定状态, 为暴雨发展提供充足的不稳定能量。到暴雨后期(图 6(d)), 暴雨中心 700 hPa 以下等值线更加密集, 表明在暴雨中心低层对流不稳定层结仍在加强, 为下一次的强降水过程聚集大量的不稳定能量。

3.2.3. 动力条件

图 7 为暴雨过程中垂直速度沿着降水大值中心(32°N)的垂直剖面图。由图可知, 30 日 12:00 (图 7(a))暴雨开始前, 暴雨区低层 750 hPa 以下有较弱的下沉运动, 750 hPa 以上几乎全为上升运动分布, 有利于暴雨的产生。30 日 18:00 (图 7(b)), 暴雨区上升运动有所增强, 从低层一直至 200 hPa 为上升运动, 上升运动大值中心位于 700 hPa 左右, 其值达到 $-0.9 \text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ 。31 日 00:00 (图 7(c)), 暴雨区气流上升运动显著增大, 上升运动大值中心向上移动至 500 hPa 左右, 其值达到 $-1.8 \text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ 。暴雨区强烈地上升运动以及良好的水汽条件有利于暴雨的维持和发展。31 日 06:00 (图 7(d)), 暴雨区 500 hPa 以下基本转为下沉运动控制, 500 hPa 以上仍为强烈地上升运动控制, 上升运动大值中心位于 350 hPa 左右, 其值达到 $-1.8 \text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ 。但由于暴雨区低层转为下沉运动, 则不利于将水汽向上层输送, 暴雨开始减弱。直至 31 日 12:00 (图略), 暴

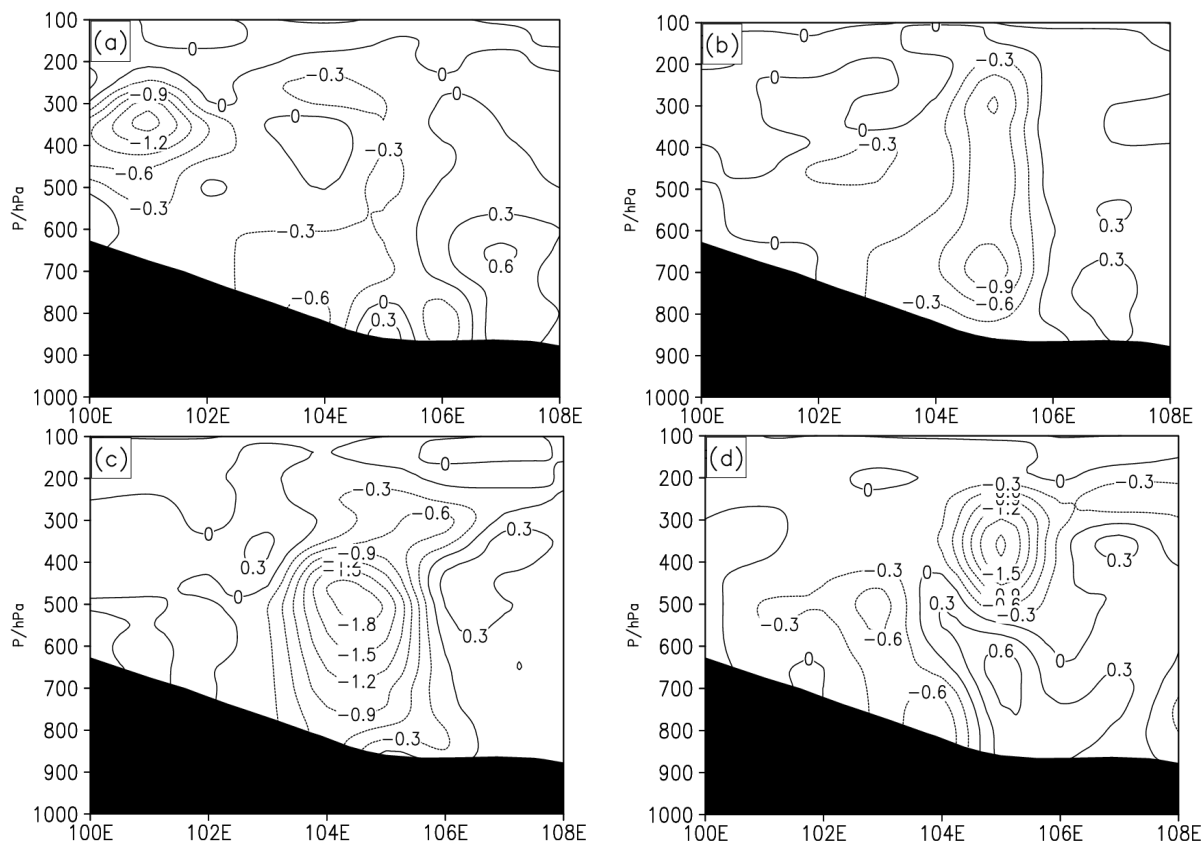


Figure 7. The pseudo vertical velocity vertical section of the center of the large value of precipitation (32°N) from 30 to 31 July 2014 (unit: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$). (a) At 12:00 on 30; (b) At 18:00 on 30; (c) At 00:00 on 31; (d) At 06:00 on 31

图 7. 2014 年 7 月 30~31 日沿降水大值中心(32°N)的垂直速度垂直剖面(单位: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$)。(a) 30 日 12:00; (b) 30 日 18:00; (c) 31 日 00:00; (d) 31 日 06:00

雨区整层转为下沉运动, 此次暴雨过程基本结束。

图 8 为暴雨过程中涡度沿着降水大值中心(32°N)的垂直剖面图。30 日 12 时(图 8(a))暴雨开始前, 暴雨区上空 500 hPa 以下为正涡度分布, 500 hPa 以上为负涡度分布, 正涡度中心位于 700 hPa 左右, 其值达到 $4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。同时, 在暴雨区左侧 550 hPa 上存在一个中心值达到 $8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的正涡度中心。暴雨区上空这种中低层为正涡度, 高层为负涡度配置有利于暴雨的产生。30 日 18 时(图略)随着高原低涡的东移向四川分裂出低槽, 槽前的正涡度逐渐与暴雨区低层正涡度发生叠加, 此时暴雨区一直到 300 hPa 左右为正涡度分布, 但正涡度中心还是位于低层 700 hPa 左右。直至 31 日 00 时(图 8(b)), 暴雨区上空正涡度发展明显, 正涡度中心向上发展至 500 hPa, 中心值增大至 $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。

4. 暴雨产生与维持可能存在的原因

为进一步探讨本次暴雨产生和维持的原因, 我们对大气涡度平流分布进行了分析。从 700 hPa 上的涡度平流分布(图 9)可知, 暴雨开始前 30 日 12:00 (图 9(a)), 高原涡已经移动至(32°N , 100.5°E)附近。在高原涡的东部和东南部低层存在一正涡度平流区, 大值中心值为 $0.5 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ 。该正涡度平流区位于四川盆地的西部, 与降水带有着较好的对应关系。四川盆地西部地区低层为正涡度平流控制, 表明暴雨区低层涡度得到发展, 风场辐合增强, 有利于上升运动的发展, 从而产生强对流活动, 造成降水过程。至暴雨开始时 30 日 18:00 (图 9(b)), 随着高原涡进一步东移, 四川盆地西部低层正涡度平流区发展增强, 大值中心范围进一步增大, 有利于低层正涡度发展。从前文的垂直速度和涡度分析也可以看出, 在 30 日

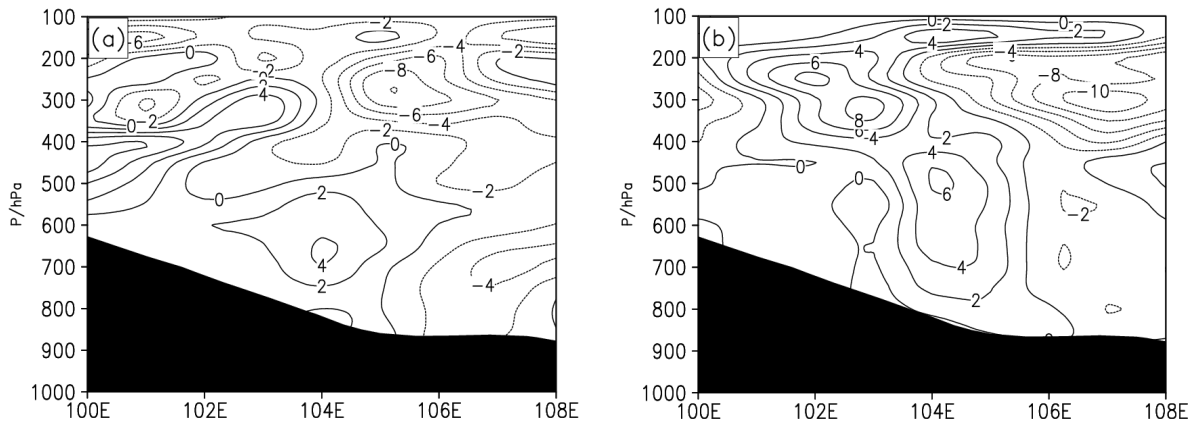


Figure 8. The pseudo vorticity-vertical section of the center of the large value of precipitation (32°N) from 30 to 31 July 2014 (unit: 10^{-5} s^{-1}). (a) at 12:00 on 30, (b) at 00:00 on 31

图 8. 2014 年 7 月 30~31 日沿降水大值中心(32°N)的涡度垂直剖面(单位: 10^{-5} s^{-1})。 (a) 30 日 12:00, (b) 31 日 00:00

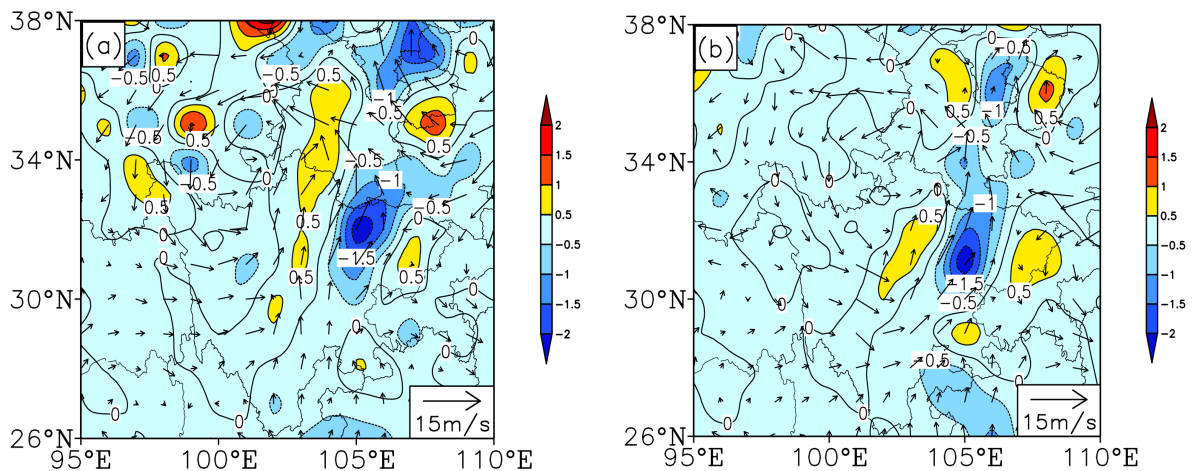


Figure 9. The vorticity advection at 700 hPa (unit: 10^{-9} s^{-2}) and wind field at 500 hPa from 30 to 31 July 2014 (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$). (a) At 12:00 on 30; (b) At 18:00 on 30

图 9. 2014 年 7 月 30~31 日 700 hPa 大气涡度平流(单位: 10^{-9} s^{-2})与 500 hPa 风场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)。 (a) 30 日 12:00; (b) 30 日 18:00

18:00, 暴雨中心垂直速度和低层涡度均较之前明显增强, 这一结果与低层正涡度平流区相对应。由此可见, 高原涡东部低层正涡度平流区的产生是四川盆地低层正涡度发展增强, 风场辐合增强, 上升运动得到发展, 这可能是本次四川盆地暴雨过程产生的原因。

进一步分析暴雨过程的维持机制。图 10 为暴雨过程中暴雨中心区域视水汽汇的垂直分布。由图可知, 在暴雨开始前 30 日 12:00 (图 10(a)), 暴雨区垂直方向上为较弱的视水汽汇正值分布。30 日 18:00 (图 10(b)) 暴雨发生时, 暴雨区垂直方向上的视水汽汇正值明显的增大, 正值中心位于 700~500 hPa 之间, 中心值达到 $12 \text{ K} \cdot (6 \text{ h})^{-1}$ 。至 31 日 00:00 (图 10(c)), 暴雨区垂直方向上的视水汽汇正值较上一个时刻得到显著增强, 正值区范围几乎从暴雨低层至 300 hPa 左右, 大值区位于 700~400 hPa, 较上一个时刻大值中心有所向上发展。而到暴雨后期 31 日 06:00 (图 10(d)), 暴雨区低层视水汽汇几乎转为负值分布, 只在 500 hPa 以上为正值分布。由此可见, 在暴雨过程中, 暴雨区中低层视水汽汇发展明显, 而在暴雨后期暴雨区低层出现视水汽汇负值分布。这表明降水过程中所释放的潜热增加, 加热大气, 继而大气反过来作用于系统的维持与发展, 这有可能是此次暴雨过程维持的能量原因。

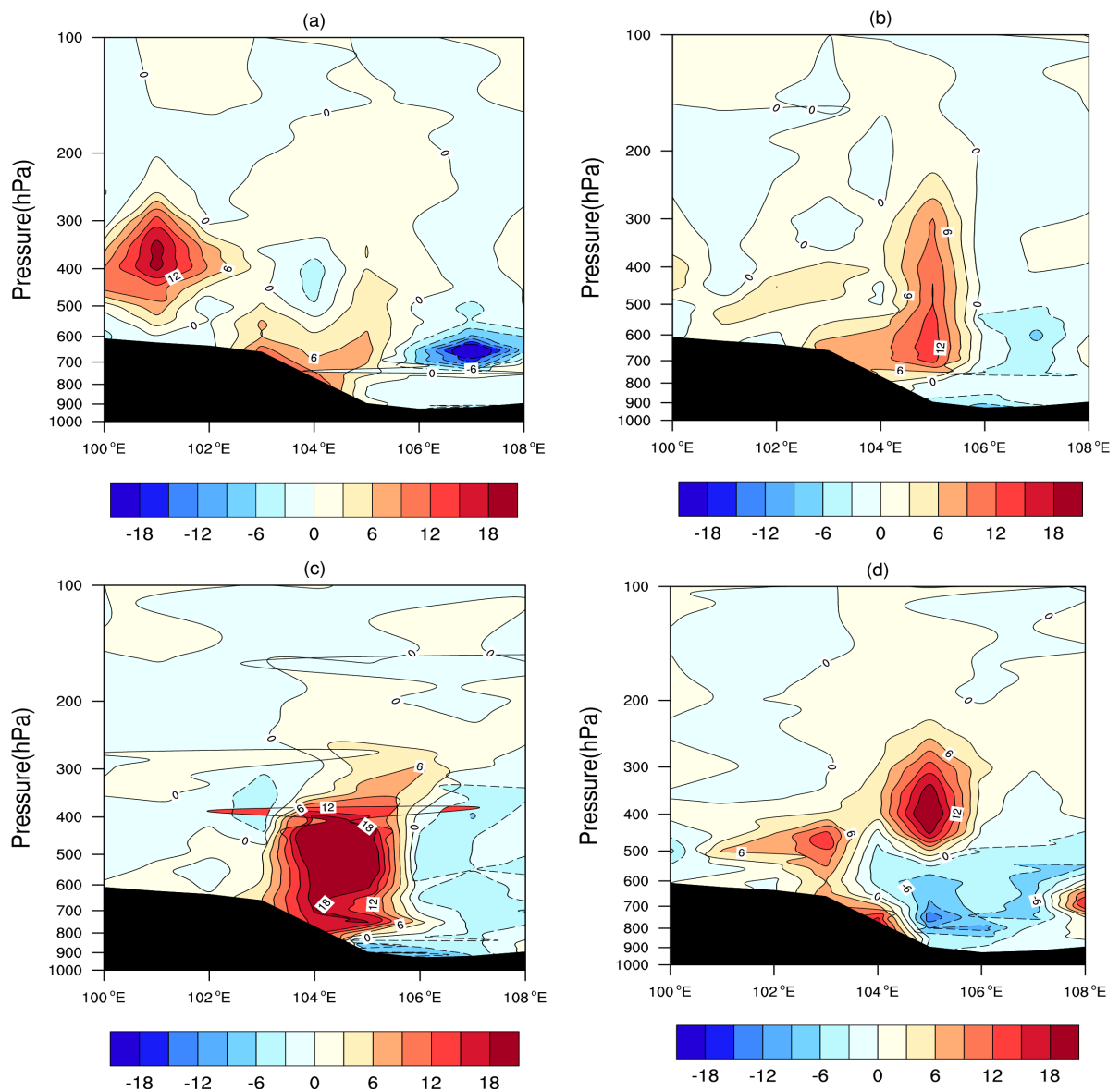


Figure 10. The apparent vapor sink vertical section of the center of the large value of precipitation (32°N) from 30 to 31 July 2014 (unit: $\text{K}\cdot(6\text{ h})^{-1}$)

图 10. 2014 年 7 月 30~31 日沿降水大值中心(32°N)的视水汽汇垂直剖面(单位: $\text{K}\cdot(6\text{ h})^{-1}$)。(a) 30 日 12:00; (b) 30 日 18:00; (c) 31 日 00:00; (d) 31 日 06:00

5. 结论

本文采用中国自动气象站与 CMORPH 卫星融合的降雨量资料、NCEP FNL 再分析资料以及 FY-2E 相当黑体亮温资料, 对 2014 年 7 月一次高原低涡东移引发的四川盆地暴雨过程进行了诊断分析。结果表明:

- 1) 此次暴雨过程发生在四川盆地西部地区, 降水主要集中发生在 7 月 30 日 18:00~31 日 06:00 时, 24 小时降水量大值中心达到 210 mm, 降水带呈西南 - 东北向分布。
- 2) 影响此次暴雨过程的主要天气形势为: 500 hPa 环流场上, 高原低涡东移出高原主体, 低涡南部向四川盆地分裂出低槽, 降水区位于低槽前部。副热带高压西伸至四川东南部, 有利于副高压外围的偏

南气流持续向暴雨区输送水汽。

3) 此次暴雨过程是由两个对流云团发展起来的, 对流云团分布也呈西南-东北向分布, 与降水带分布相似。暴雨过程中, 暴雨区低层 850 hPa 一直处于水汽辐合区, 暴雨中心低层聚集了许多的对流不稳定能量, 给暴雨产生与发展提供充足的水汽和能量。

4) 暴雨过程中, 暴雨区低层的正涡度得到发展与维持, 垂直上升运动发展明显, 这都为暴雨的发生与发展供应充分的动力条件。在暴雨产生前期, 高原低涡东部和东南部低层 700 hPa 上存在一正涡度平流区, 表明低层的正涡度得到发展, 风场的辐合增强, 上升运动得到发展, 从而有利于强对流活动的产生, 造成降水过程, 这有可能是此次四川盆地暴雨过程产生的动力原因。从视水汽汇分析可知, 在暴雨过程中, 暴雨区中低层视水汽汇发展明显, 而在暴雨后期暴雨区低层出现视水汽汇负值分布。这表明降水过程中所释放的潜热增加, 加热大气, 继而大气反过来作用于系统的维持与发展, 这有可能是此次暴雨过程维持的能量原因。

基金项目

国家自然科学基金(41775072, 91537214, 41405069, 41705065), 四川省教育厅重点项目(16ZA0203), 成都信息工程大学中青年学术带头人科研基金(J201516), 引进人才启动基金(KYTZ201517)。

参考文献

- [1] 青藏高原气象科学研究拉萨会战组. 夏半年青藏高原 500 hPa 低涡切变线的研究[M]. 北京: 科学出版社, 1981.
- [2] 顾震潮. 中国西南低气压形成时期之分析举例[J]. 气象学报, 1949, 20(1-4): 61-63.
- [3] 刘富明, 洪梅娟. 东移的青藏高原低涡的研究[J]. 高原气象, 1986, V5(2): 125-134.
- [4] 高文良, 郁淑华. 高原低涡东移出高原的平均环流场分析[J]. 高原气象, 2007, 26(1): 208-214.
- [5] 郁淑华, 高文良, 顾清源. 近年来影响我国东部洪涝的高原东移环流场特征分析[J]. 高原气象, 2007, 26(3): 466-475.
- [6] 黄楚惠, 李国平, 牛金龙, 等. 近 30 年夏季移出型高原低涡的气候特征及其对我国降雨的影响[J]. 热带气象学报, 2015, 31(6): 827-838.
- [7] 周强, 李国平. 边界层参数化方案对高原低涡东移模拟的影响[J]. 高原气象, 2013, 32(2): 334-344.
- [8] 罗四维. 青藏高原及其邻近地区几类天气系统的研究[M]. 北京: 气象出版社, 1992: 7-55.
- [9] Dell'Osso, L. and Chen, S.J. (1986) Numerical Experiments on the Genesis of Vortices over the Qinghai-Tibet Plateau. *Tellus Series A-Dynamic Meteorology & Oceanography*, **38**, 236-250. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v38i3.11715>
- [10] Shen, R., Reiter, E.R. and Bresch, J.F. (1986) Some Aspects of the Effects of Sensible Heating on the Development of Summer Weather Systems over the Tibetan Plateau. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **43**, 2241-2260. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1986\)043<2241:SAOTEO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1986)043<2241:SAOTEO>2.0.CO;2)
- [11] Gray, S.L. and Craig, G.C. (1998) A Simple Theoretical Model for the Intensification of Tropical Cyclones and Polar Lows. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **124**, 919-947. <https://doi.org/10.1002/qj.49712454713>
- [12] 郁淑华, 高文良, 肖玉华. 冷空气对两例高原低涡移出高原影响的分析[J]. 高原气象, 2008, 27(1): 96-103.
- [13] 何光碧, 屠妮妮, 高文良. 一次高原低涡东移引发强降水过程的数值试验[J]. 成都信息工程学院学报, 2010, 25(6): 626-633.
- [14] 田珊儒, 等. 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, 2015, 39(1): 125-136.
- [15] 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[J]. 高原气象, 2017, 36(3): 763-775.
- [16] 肖红茹, 陈静. 一次东移高原低涡影响四川暴雨的数值模拟分析[J]. 高原山地气象研究, 2010, 30(2): 12-17.
- [17] 缪强, 刘波, 袁立新. 青藏高原天气系统与背风坡浅薄天气系统耦合相互作用的特征分析[J]. 四川气象, 1999, 9(3): 18-22.

-
- [18] 陈忠明, 等. 高原涡与西南涡耦合作用的个例诊断[J]. 高原气象, 2004, 23(1): 75-80.
- [19] 黄楚惠, 李国平. 基于螺旋度和非地转湿 Q 矢量的一次东移高原低涡强降水过程分析[J]. 高原气象, 2009, 28(2): 319-326.
- [20] 黄楚惠, 等. 一次高原低涡东移引发四川盆地暴雨的机制分析[J]. 高原气象, 2010, 29(4): 832-839.

知网检索的两种方式:

1. 打开知网页面 <http://kns.cnki.net/kns/brief/result.aspx?dbPrefix=WWJD>
下拉列表框选择: [ISSN], 输入期刊 ISSN: 2168-5711, 即可查询
2. 打开知网首页 <http://cnki.net/>
左侧“国际文献总库”进入, 输入文章标题, 即可查询

投稿请点击: <http://www.hanspub.org/Submission.aspx>

期刊邮箱: ccrl@hanspub.org