

周玉淑, 颜玲, 吴天贻, 等. 2019. 高原涡和西南涡影响的两次四川暴雨过程的对比分析 [J]. 大气科学, 43(4): 813-830. Zhou Yushu, Yan Ling, Wu Tianyi, et al. 2019. Comparative analysis of two rainstorm processes in Sichuan Province affected by Tibetan Plateau vortex and Southwest vortex [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 43(4): 813-830. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1807.18147

高原涡和西南涡影响的两次四川暴雨过程的对比分析

周玉淑^{1,2} 颜玲³ 吴天贻⁴ 谢泽明⁵

1 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 (LACS), 北京 100029

2 高原大气与环境四川省重点实验室, 成都 610225

3 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

4 金华市气象局, 浙江金华 321000

5 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000

摘要 为了进一步研究高原涡、西南涡对西南地区暴雨的影响, 本文用中国气象局自动站与CMORPH降水数据融合的逐时降水资料、国家卫星气象中心的逐时FY-2E卫星的云顶亮温(TBB)资料、欧洲气象资料中心(ERA-interim)的再分析资料, 通过天气学诊断分析方法以及拉格朗日轨迹模式HYSPLITv4.9, 对发生在四川盆地的有高原涡东移影响西南涡发展引发暴雨的两次过程进行对比分析, 发现: (1) 两次暴雨过程的降水强度和分布有明显区别, 并且TBB活动特征显示在过程一中有MCC(Mesoscale Convective Complex)的产生和发展, 过程二则没有。(2) 对于过程一, 500 hPa上, 高原涡逐渐减弱为高原槽并伸展到四川盆地上空, 850 hPa上, 在鞍型场附近有MCC的产生和发展, 200 hPa上, 高原涡在南亚高压北部偏西风急流下方的强辐散区内, 位于南亚高压东南侧急流区下方稳定少动, 偏东风急流北部有辐散中心, 有利于西南涡的加强。对于过程二, 500 hPa高原涡东移在四川盆地上空与西南涡耦合, 形成一个稳定且深厚的系统, 这也是过程二的暴雨强度比过程一强的最主要原因。200 hPa上, 四川盆地始终位于南亚高压东侧的西北气流中, “抽吸作用”明显。(3) 在过程一中, 位涡逐渐东传且位涡增加的地方对应强降水区与MCC发展区, 反映了暴雨和位涡的发展基本一致。在过程二中, 中层位涡高值区从高原上东移并下传至盆地上空, 两涡耦合使得上下层打通, 位涡值比耦合之前单独的两涡强度更强。MCC产生的必要条件是中层大气要有强正涡度、强辐合和强上升运动, 在未产生MCC前, 过程一与过程二在盆地上空的动力条件甚至是相反的; 从热力条件看, 过程一中有明显的干冷空气入侵, 增强不稳定条件, 有利于MCC的产生并引发强降水; 另一方面, 本文也论证了二阶位涡的水平分布与暴雨落区有较好的对应关系。(4) 通过拉格朗日方法的水汽轨迹追踪模式和聚类分析方法分析可得两次暴雨过程的水汽输送源地和通道也有明显区别, 过程一主要有两条水汽通道, 通道一来自阿拉伯海和孟加拉湾洋面的底层, 通道二来自四川南部750 m以下高度; 而过程二的主要水汽输送通道有三条, 通道一来自西方地中海、黑海和里海上空1500~2500 m高度附近, 通道二来自阿拉伯海和印度洋的底层, 通道三的水汽从孟加拉湾低层绕过云贵高原直接输送到四川盆地。

关键词 高原涡 西南涡 四川盆地暴雨 对比分析 中尺度对流复合体(MCC)水汽源

文章编号 1006-9895(2019)04-0813-18

中图分类号 P447

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1807.18147

收稿日期 2018-04-09; 网络预出版日期 2018-09-25

作者简介 周玉淑, 女, 1971年出生, 研究员, 主要从事中尺度气象学和中尺度动力学研究。E-mail: zys@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家重点研发计划项目2018YFC1505705, 中国科学院战略性先导科技专项(A类)XDA17010105, 国家自然科学基金项目41661144024, 高原大气与环境四川省重点实验室开放课题PAEKL-2017-K2

Funded by National Key Research and Development Project (Grant 2018YFC1505705), the Special Project of Chinese Academy of Sciences on Strategically Pilot Technology (Category A) (Grants XDA17010105), National Natural Science Foundation of China (Grants 41661144024), the Opening Project in Sichuan Key Laboratory of Plateau Atmosphere and Environment (Grant PAEKL-2017-K2)

Comparative Analysis of Two Rainstorm Processes in Sichuan Province Affected by the Tibetan Plateau Vortex and Southwest Vortex

ZHOU Yushu^{1,2}, YAN Ling³, WU Tianyi⁴, and XIE Zeming⁵

1 Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms (LACS), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu 610225

3 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

4 Jinhua Meteorological Service, Jinhua, Zhejiang Province 321000

5 Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000

Abstract This paper comparatively analyzes two rainstorm processes in Sichuan Province affected by the Tibetan Plateau vortex and Southwest vortex based on the ECMWF ERA-Interim reanalysis dataset, the CMORPH data (which is derived from station observations and satellite retrievals of precipitation), the hourly cloud top TBB (black body temperature) data of FY-2E and results of the Lagrangian trajectory model HYSPLIT v4.9. Major results are as follows. (1) The intensity and distribution of precipitation are significantly different in the two heavy rain processes, and the characteristics of mesoscale convective cloud system showed that MCC (mesoscale convective complex) was triggered in process one, but not found in process two. (2) During process one, the Tibetan Plateau vortex gradually weakened into a plateau trough and spread over the Sichuan Basin at 500 hPa. At 850 hPa, the MCC was triggered near the wind convergence zone. At 200 hPa, the southwest vortex was located to the southeast of South Asia high in an area of strong divergence below the westerly jet, which contributes to the intensification of the Southwest vortex. For the second process, however, the Tibetan Plateau vortex was gradually coupled with the southwest vortex, resulting in a stable, deep system. At 200 hPa, a distinct pumping effect can be found over the Sichuan Basin since it was always located below the northwesterly flow of the South Asian high. (3) During process one, PV (potential vortex) gradually spread to the east and the area where PV increased corresponds to strong precipitation area and MCC outburst area, which reflects the basic consistency between the development of rainstorm and PV. Besides, in the second process, the high PV value zone in the mid-level moved eastward from the plateau and the high PV was transmitted down to the basin. The coupling of the two vortices makes the PV value larger than that of each single vortex. Also, this article has confirmed a good relationship between the distribution of abnormal second-order PV and heavy rain. (4) The main difference between the two processes is the generation of MCC, which requires an atmospheric condition with strong positive vorticity, strong convergence and strong ascending movement. And the dynamic conditions in the two rainstorm processes may be opposite before the formation of MCC. From the thermodynamic perspective, there is an invasion of dry and cold air in process one, and the large gradient of potential pseudo-equivalent temperature benefits the generation of mesoscale convective system and causes heavy rain. (5) According to the Lagrangian trajectory model and clustering analysis method, there are two water vapor channels in process one: the first channel is from the bottom layer of the Arabian Sea and the Bay of Bengal, while the second channel is from the south of Sichuan at 750 m above the ground. In the second process, there are three main vapor transport channels. Channel 1 is from the western Mediterranean, Black Sea and Liberia in the layer between 1500 m to 2500 m. Channel 2 is from the bottom of the Arabian Sea and the Indian Ocean. Water vapor of channel 3 is directly transported to the Sichuan Basin from the bottom of the Bay of Bengal, passing by the Yunnan-Guizhou Plateau.

Keywords Plateau vortex, Southwest vortex, Rainstorms in Sichuan Basin, Comparative analysis, Mesoscale Convective Complex (MCC), Moisture source

1 引言

我国西南地区以山地为主, 结构复杂, 地形地

势独特且暴雨频发, 非常容易形成山洪泥石流灾害, 因此加强西南地区尤其是四川盆地暴雨的研究在防灾减灾中尤为重要。受青藏高原热力和动力作

用的影响, 形成于高原及其附近地区的高原涡和西南涡是影响四川暴雨的重要中尺度天气系统, 对暴雨的形成有决定性的意义, 所以早有许多学者对于两涡的形成机理、演变特征以及影响因子进行研究并取得了一定进展(陶诗言, 1977; Tao and Ding, 1981; 黄福均, 1986; 李国平, 2013; 陈忠明等, 2014)。而近十多年来, 在高原低涡方面研究更加关注东移出高原的高原涡(宋敏红和钱正安, 2002; Takahashi, 2003; 郁淑华等, 2008; 何光碧等, 2009; 李国平等, 2011; 宋雯雯等, 2012); 在西南涡的研究方面, 更加关注它的动力学特征与数值模拟研究(陈丽芳等, 2004; 周国兵等, 2006; 陈栋等, 2007; 陈忠明等, 2007; 陈茂强等, 2008), 四川省2011年西南涡加密观测试验, 对改进数值预报业务能力助益良多(李跃清等, 2011)。另外, 高原涡东移影响西南涡导致暴雨更是引发四川地区夏季暴雨的重要机制, 许多研究发现高原涡会通过诱生西南涡、与西南涡耦合或者是在同一个大背景下相互作用等形式来引发降水, 且这种降水往往比两种系统单独作用时的强度更大、影响范围更广、持续时间更长(缪强等, 1999; 陈忠明等, 2004; 周春花等, 2009; 赵玉春和王叶红, 2010; 周淼等, 2014; 邱静雅等, 2015; Yu et al., 2016; 郁淑华和高文良, 2017), 因此研究高原涡东移影响下的西南涡降水过程, 揭示降水形成和发展机理能够为天气预报员的预报工作提供一定的参考, 可以为西南地区气象防灾减灾做出一定贡献。

但即使都是高原涡东移影响西南涡并造成西南地区暴雨的过程, 每次降水依然在比如强度、落区以及对流活动强弱等方面有区别, 为了进一步研究西南涡和东移高原涡是如何发展加强降水的, 也有学者作了关于西南涡暴雨的对比分析(高安宁等, 2009; 师锐等, 2009; 刘新超和陈永仁, 2014), 但相关研究还是很少, 还需要加强这种暴雨过程中的低涡结构演变特征及其变化原因的分析。这对保障人民生命财产安全, 以及促进西南地区国民经济持续发展都具有重要的现实意义和科学价值。所以为了加深对西南地区暴雨机理的理解, 本文将对发生在四川盆地的有高原低涡东移影响低层西南涡发展引发暴雨的两次过程进行诊断, 分析对应的天气环流形势, 揭示暴雨水汽来源, 对比两次暴雨过程的异同点, 为西南地区暴雨研究和预报提供技术

支持。

2 资料与方法

本文所用的资料包括:

(1) 中国气象局自动站与CMORPH降水数据融合的逐时降水量 0.1° 网格数据集(1.0版)。

(2) 国家卫星气象中心提供的逐小时FY-2E卫星的云顶亮温(TBB)资料, 水平分辨率为 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$, 时间分辨率为1 h。

(3) 欧洲气象资料中心(ERA-interim)的再分析资料, 空间分辨率为 $0.125^\circ \times 0.125^\circ$, 时间分辨率为6 h。

(4) 高原低涡(简称高原涡)是青藏高原特殊地形的动力和热力相互作用下的产物, 属于浅薄系统, 500 hPa天气图上最清楚, 水平尺度为400~500 km(次天气尺度); 西南低涡(简称西南涡)是发生在青藏高原东南侧、中国西南部, 主要活动于700 hPa或850 hPa等压面上的、尺度为300~500 km浅薄的中尺度系统, 目前关于西南涡的定义仍存在差异(赵思雄和傅慎明, 2007)。本文确定高原涡的标准是: 生成于青藏高原, 有至少两条闭合等高线(位势高度场每隔5 gpm画一条等位势线), 风场呈气旋性环流特征, 直径3~5个纬距。本文中的西南涡均指在850 hPa上的西南涡: 在四川盆地850 hPa天气图上分析出至少两条闭合线(位势高度场每隔5 gpm画一条等位势线), 风场具有明显气旋性环流特征, 直径3~5个纬距的低压系统。

(5) 本文在分析四川暴雨过程的水汽来源时采用了由美国海洋和大气管理局(NOAA)的空气资源实验室和澳大利亚气象局开发的拉格朗日轨迹模式HYSPLITv4.9版本, 这个模式近年来被广泛应用于水循环、水汽源及输送路径的研究(Draxler and Hess, 1998; 孙建华等, 2016; 岳俊和李国平, 2016)。基于拉格朗日方法开发的轨迹模式HYSPLITv4.9的轨迹模拟方法是通过对质点的移动路径的空间和时间上的位置矢量进行积分, 由质点的初始位置和第一猜测位置的平均速率计算得到气块的追踪位置, 因此如果对气块进行后向积分便可以知道水汽的来源。这两次暴雨过程后向轨迹模拟的模拟区域均为($29^\circ \sim 33^\circ \text{N}$, $103^\circ \sim 107^\circ \text{E}$)。模拟的起始时间(本文中时间均为协调世界时)分别

为(2011年7月4日18:00、5日00:00、06:00、12:00四个时次;2013年6月30日00:00、06:00、12:00和18:00四个时次)。水平方向上每隔 1° 位一个起始点,垂直方向均选取500 m、1500 m、3000 m为模拟的初始高度,每个模拟空间的轨迹起始点均为75个,两次暴雨过程均进行10天的后向轨迹追踪,每1 h输出一组轨迹点的位置。

3 降水概况、TBB活动特征以及大尺度天气背景的对比分析

3.1 降水概况

在2011年7月3至5日四川盆地及其东北部发生了一次特大暴雨过程(以下简称过程一),从24 h累积降水量演变(图1a-c)来看,2日12:00至3日12:00降水主要在川西一带,雨带沿青藏高原与四川盆地交汇处分布,降水强度不大。3~4日降水主要集中在川中地区,降水范围扩大,强度增加,24小时累计降水量甚至超过100 mm,雨带略呈东北-西南走向,强降水中心在成都附近。7月4日至5日雨带继续扩大,并移至川东北地区,暴雨带东北-西南走向明显,暴雨带上存在两个特大

暴雨中心,分别在绵阳和广元附近;在2013年6月28日至7月1日四川盆地特大暴雨过程中(以下简称过程二)(图1d-f),强降水中心维持稳定少动的状态,基本集中在四川盆地东部,而过程一的降水中心明显向东北方向移动,这是两次过程降水分布的差异之一。另外,过程二具有暴雨持续时间长,降水强度大的特点,最强降水主要在6月30日至7月1日,并且可以看到24 h降水量超过100 mm的区域明显比过程一的降水范围大。除了降水分布存在差异,两次过程的降水强度变化也不同。过程一是个降水强度不断增加、降水范围逐渐增加的过程(图1a-c),过程二则呈现出暴雨强度先增强后减弱、降水范围先增大后减小的趋势(图1d-f)。

3.2 TBB活动特征

TBB(Black Body Temperature)在云区,是云顶黑体辐射温度,且TBB温度越低,表明云顶越高,对流越旺盛,可以表示这个地方有中尺度对流云团的活动,当 $TBB \leq -52^\circ\text{C}$ 的云团面积 $\geq 5 \times 10^4 \text{ km}^2$ 且偏心率 ≥ 0.7 ,时间持续6 h以上,便达到了中尺度对流复合体(Mesoscale Convective Complex,简称MCC)的标准(Maddox, 1980)。一些研究(胡中明等, 2007; 刘新超和陈永仁,

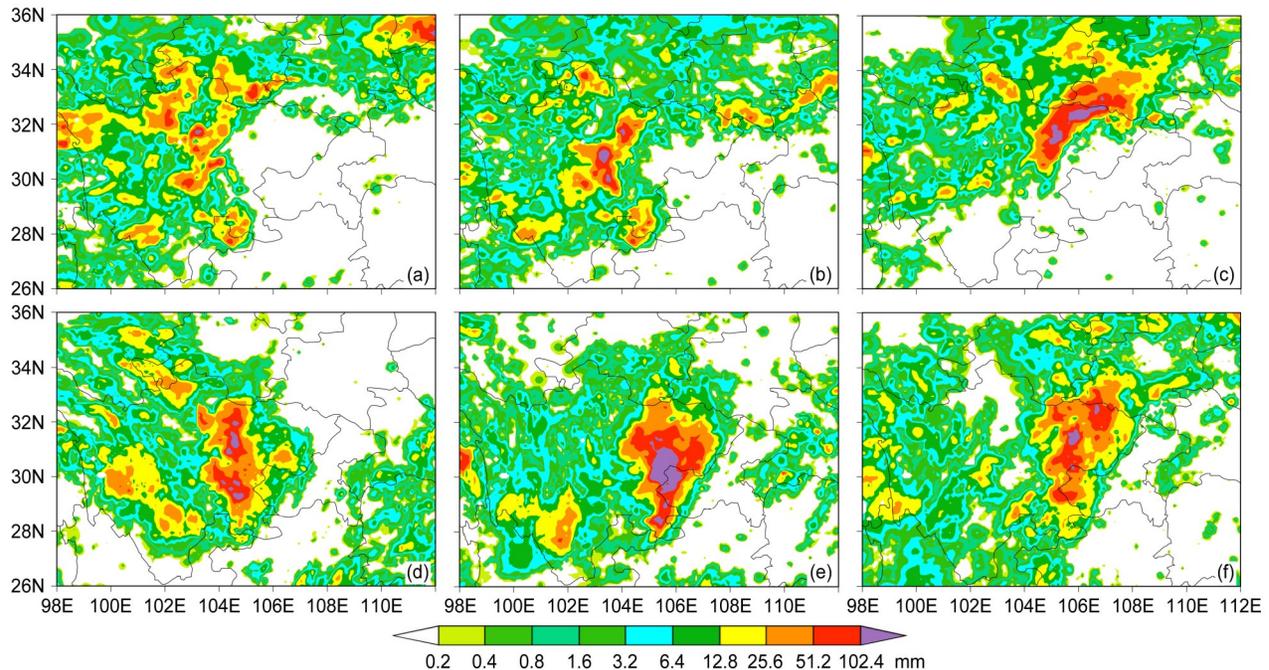


图1 2011年7月(a)3日12:00、(b)4日12:00、(c)5日12:00以及2013年6月(d)30日00:00、(e)1日00:00、(f)2日00:00四川省周围24小时累积降水量(填色,单位:mm)

Fig. 1 24-h accumulated rainfall in Sichuan at (a) 1200 UTC 3 July 2011, (b) 1200 UTC 4 July 2011, (c) 1200 UTC 5 July 2011, (d) 0000 UTC 30 June 2013, (e) 0000 UTC 1 July 2013, and (f) 0000 UTC 2 July 2013. Shaded areas represent precipitation (units: mm)

2014) 表明降水与 TBB 及 MCC 的发生发展有密切关系。在过程一中, 4 日 19:00 至 5 日 00:00, 可以观察到有 MCC 的产生和发展, 并与强降水发生的时间和落区有很好的对应关系 (图 2a-h)。MCC 初生于眉山附近, 之后快速发展、范围增大, 并缓慢向东偏北方向移动, 在四川省东北部减弱, 低于 MCC 标准。从逐小时降水及 TBB 变化来看 (图 2a-h), 首先在 4 日 17 时, 四川盆地上空分布着多个 β 中尺度对流云团, 其中强度最强的位于遂宁附近, 随后这一对流云团迅速发展增强, 19:00 周围的云团并入其中形成 MCC, 中心强度可达 -84°C , 位于四川盆地东北部, 逐小时降水量大于 20 mm。MCC 继续加强发展, 范围扩大且中心东北移。到 21 时, 中心移至四川青海边界附近, 强度达到顶峰, 随后减弱, 到 5 日 04:00 MCC 消失, 降水也显著减小 (图 2d、h)。由图 2 可知, 过程一中, 4 日 19:00~21:00 降水强度最大, 而这期间正对应着 MCC 的产生和发展, 且暴雨落区与 MCC 位置相近, 因此 MCC 的活动直接影响降水。

图 3a-h 为过程二的逐小时降水及 TBB 随时间的变化, 30 日 02:00, 遂宁附近的 β 中尺度对流云团增强发展出一个新的 α 中尺度对流云团, 对应时段的逐时降水量超过 50 mm, 这个新的对流云团停

滞 在 遂 宁 直 到 30 日 11:00 减 弱 几 近 消 失, 随 后 又 突 然 加 强, 形 成 一 个 较 为 规 则 的 圆 形 α 中 尺 度 对 流 云 团, 并 且 向 四 川 东 南 部 泸 州 附 近 移 动, 对 应 时 段 的 逐 小 时 降 水 量 也 开 始 增 强 且 强 降 水 中 心 随 对 流 云 团 向 泸 州 以 南 地 区 移 动。在 过 程 二 中, 四 川 盆 地 东 部 虽 然 也 有 中 尺 度 对 流 云 团 的 活 动, 但 TBB 的 强 度、偏 心 率 和 持 续 时 间 远 远 达 不 到 MCC 的 标 准, 另 外, 从 24 小 时 降 水 分 布 图 来 看, 此 次 过 程 暴 雨 最 强 的 地 区 在 29°N 以 北 (图 1e-f), 而 中 尺 度 对 流 云 团 以 及 受 它 影 响 而 产 生 的 降 水 则 偏 29°N 以 南 (图 3d、h), 所 以 可 认 为 在 过 程 二 的 整 个 降 水 过 程 中, 中 尺 度 对 流 云 团 只 在 小 范 围 内 短 暂 地 对 降 水 起 到 一 个 增 强 的 作 用, 并 不 是 造 成 四 川 省 东 部 大 范 围 暴 雨 的 主 要 原 因。对 比 两 次 过 程 可 以 发 现, 过 程 一 中 有 MCC 的 产 生 和 发 展, 最 强 盛 的 阶 段 云 团 顶 部 TBB 最 低 可 达 -84°C ; 而 在 过 程 二 中, 中 尺 度 对 流 云 团 的 范 围 虽 然 很 大, 但 并 没 有 达 到 MCC 标 准。另 外, 不 仅 是 强 度 上 的 区 别, 两 次 过 程 中 尺 度 对 流 云 团 的 发 展 过 程 也 十 分 不 同, 过 程 一 中, 一 个 β 中 尺 度 对 流 云 团 发 展 起 来, 周 围 数 个 较 小 尺 度 的 云 团 并 入, 形 成 MCC, 随 后 又 迅 速 减 弱, 强 降 水 就 形 成 在 这 一 过 程 中。对 于 过 程 二, 一 个 α 中 尺 度 对 流 云 团 先 发 展, 后 分 裂 成 数 个 β 中 尺 度 对 流 云 团, 随 后

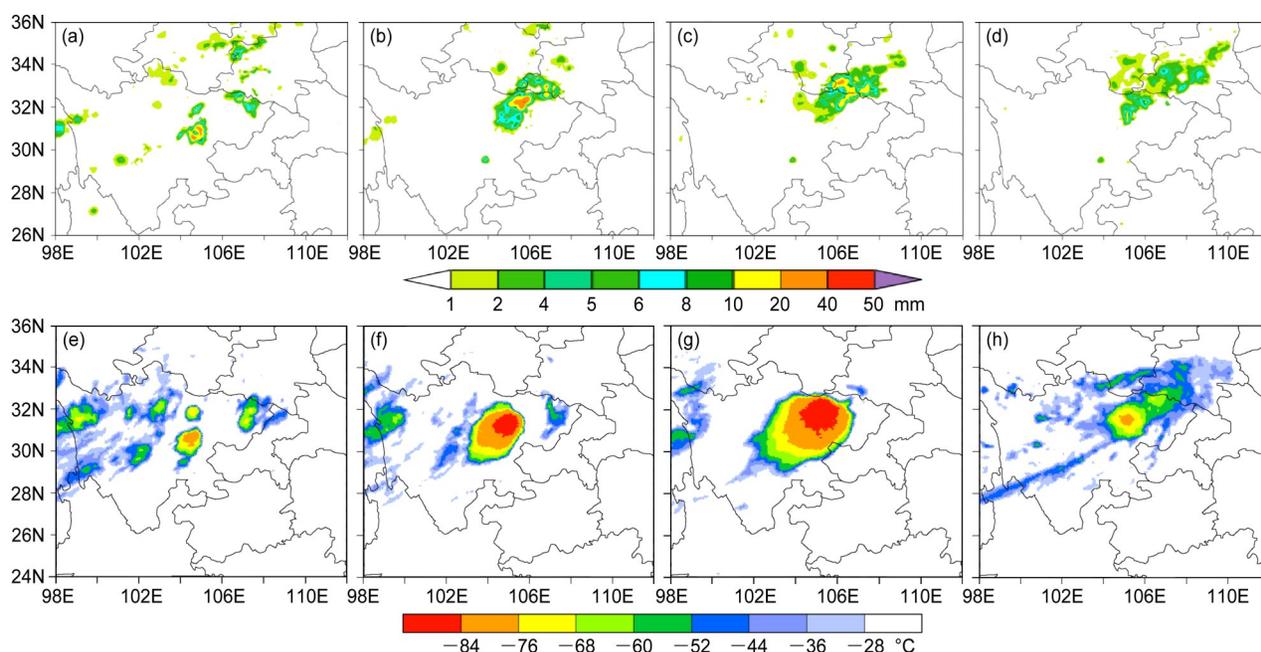


图 2 2011 年 7 月 (a、e) 4 日 17:00、(b、f) 4 日 19:00、(c、g) 4 日 21:00 和 (d、h) 5 日 04:00 四川省周围逐小时降水量 (第一行; 单位: mm) 以及对应时刻的红外云图云顶亮温 (第二行; 单位: $^{\circ}\text{C}$)

Fig. 2 1-h accumulated rainfall in Sichuan and surrounding areas (top line; units: mm) and TBB (Black Body Temperature) of convective cloud (bottom line; units: $^{\circ}\text{C}$) at (a, e) 1700 UTC 4 July, (b, f) 1900 UTC 4 July, (c, g) 2100 UTC 4 July, and (d, h) 0400 UTC 5 July, 2011

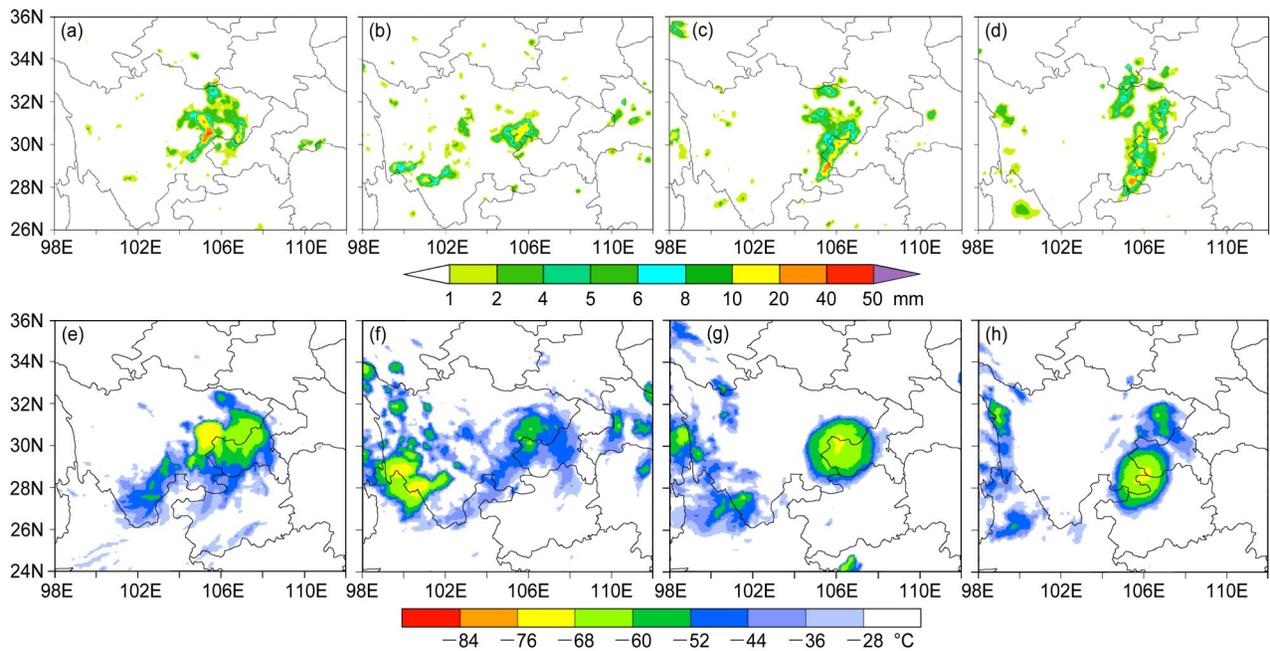


图3 2013年6月30日 (a, e) 02:00、(b, f) 11:00、(c, g) 18:00和 (d, h) 22:00 四川省周围逐小时降水 (第一行; 单位: mm) 以及对应时刻的红外云图云顶亮温 (第二行; 单位: °C)

Fig. 3 1-h accumulated rainfall in Sichuan and surrounding areas (top line; units: mm) and TBB (bottom line; units: °C) of convective cloud at (a, e) 0200 UTC 30 June, (b, f) 1100 UTC 30 June, (c, g) 1800 UTC 30 June, (d, h) 2200 UTC 30 June, 2013

数个 β 中尺度对流云团中的一个又开始发展, 在这个过程中中尺度对流云团北部的中心迅速减弱, 南部的中心相应发展起来, 整体表现出南移趋势。

3.3 天气背景场的异同特征

对于过程一, 500 hPa上, 高原涡在青藏高原东部生成, 并于2011年7月2日18:00发展到最强, 中心在(33.5°N, 99°E)附近(图4a), 此时副高脊线在23°N左右, 还未西伸, 此后将进入减弱阶段。西南涡一直位于高原涡东南部的西南气流下空(图4a)。到3日18:00, 副高北抬西伸, 副高脊线在26°N左右, 副高脊西伸至103°E附近, 此时高原涡已减弱为槽, 西南涡处在此槽和副高之间的西南气流下空(图4b)。此后(图4c)副高东退, 高原槽稍有南压, 使一直稳定少动的西南涡处于槽前位置, 强度逐渐增大, 直至5日12:00西南涡强度达到最强。850 hPa上, 2011年7月2日18:00, 西南涡位于西南急流入口区的左侧, 且西南急流为降水带来充沛的水汽条件, 有利于强降水的产生, 此时在大巴山附近有一个弱的鞍型场(图4a)。3日18:00, 西南涡中心稍稍北抬至30°N, 北部的偏南气流与鞍型场偏西气流使得四川、甘肃、陕西三省交界处有风场的辐合, 到4日18:00辐合更加明

显, 可以看到与2日18:00相比, 后两天的西南急流明显减弱, 但24 h累积降水量依然很大, 并且强降水区主要在四川省东北部附近(图4b-c; 图1b-c), 结合(图4c和图2f-g)可以看到, 在850 hPa风场辐合区附近有MCC的产生和发展, 风场的辐合促进对流运动的发展, 为降水提供有利条件。200 hPa上, 2011年7月2日18时(图5a)南亚高压在33°N附近, 高原涡在高压北部偏西风急流下方的强辐散区内, 西南涡位于南亚高压东南侧急流区北部, 3日18:00(图5b), 200 hPa上空的强辐散场消失, 高原涡也随之减弱为槽, 此时西南涡在此南亚高压的东南部下空稳定少动, 在偏东风急流的北部也出现一个明显的辐散中心, 有利于西南涡的加强。之后在4日18:00(图5c), 高原东部出现几个辐散中心, 此时对应低空为辐合气流(图4c), 有利于加强二级环流的“抽吸作用”, 从而影响降水。

过程二中, 500 hPa高度图上, 在青海西部唐古拉山脉一带有一高原涡生成, 并加强东移至100°E附近, 850 hPa上, 宜宾附近有西南涡形成(29°N, 104°E)(图4d)。之后高原涡继续向东南方向移动并逐渐移到西南涡上空, 30日18:00(图

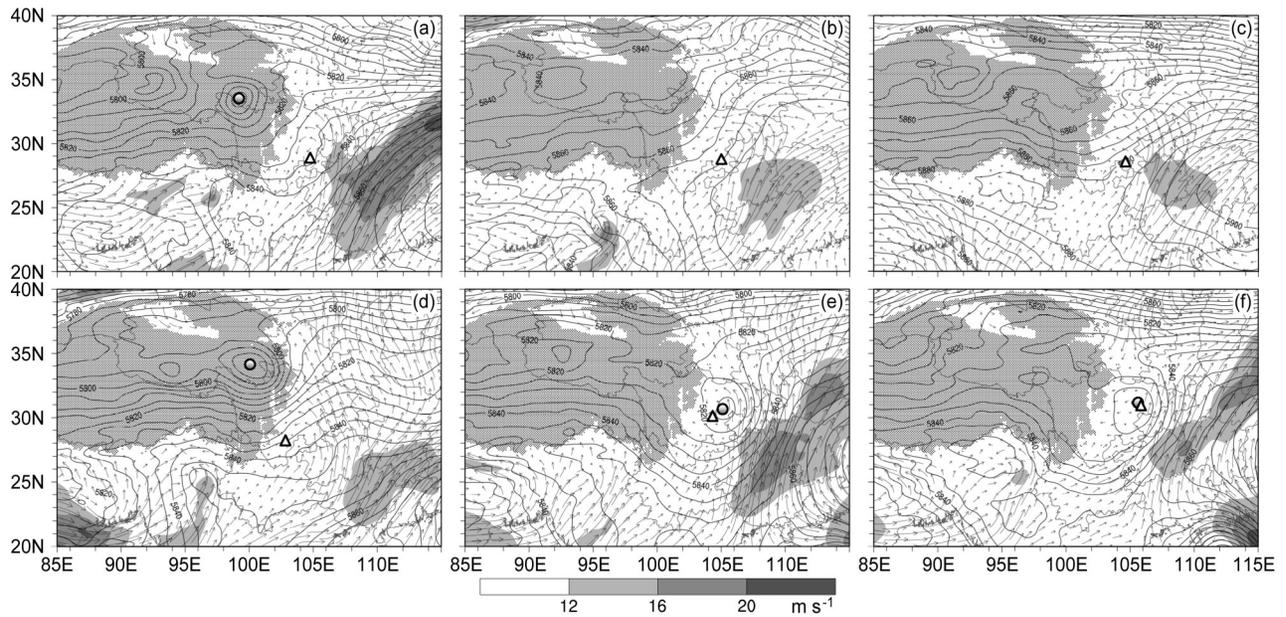


图4 2011年7月 (a) 2日 18:00、(b) 3日 18:00、(c) 4日 18:00 以及2013年 (d) 6月29日 00:00、(e) 6月30日 18:00 和 (f) 7月1日 06:00 500 hPa 位势高度场 (黑色细实线, 单位: gpm) 和 850 hPa 风场 (矢量, 单位: m s^{-1})。填色区表示低空急流风速 $\geq 12 \text{ m s}^{-1}$, 其中黑色小点覆盖区表示地形高度 $\geq 3000 \text{ m}$, 黑色圆圈代表对应时刻高原涡中心位置, 黑色三角形代表西南涡中心位置

Fig. 4 Geopotential height at 500 hPa (represented by gracile solid lines, units: gpm) and wind field (vectors, areas shaded represent low level jet, units: m s^{-1}) at 850 hPa: (a) 1800 UTC 2 July 2011, (b) 1800 UTC 3 July 2011, (c) 1800 UTC 4 July 2011, (d) 0000 UTC 29 June 2013, (e) 1800 UTC 30 June 2013, and (f) 0600 UTC 1 July 2013. The area covered by fine dots indicates that the terrain altitude is above 3000 m, the black circle represents the center of the Tibetan Plateau vortex, and the triangular represents the center of the Southwest vortex

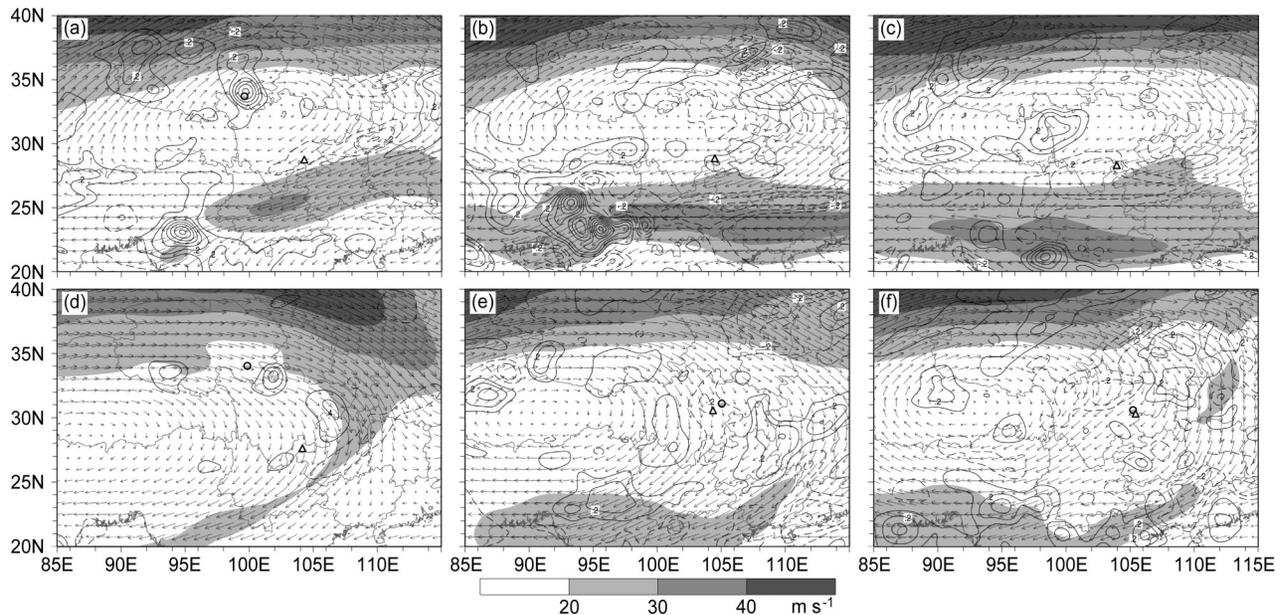


图5 2011年7月在上空 (a) 2日 18:00、(b) 3日 18:00、(c) 4日 18:00 以及2013年 (d) 6月29日 00:00、(e) 6月30日 18:00 和 (f) 7月1日 06:00 200 hPa 风场 (矢量, 单位: m s^{-1} , 阴影区表示高空急流风速 $\geq 20 \text{ m s}^{-1}$) 以及散度场 [单位: 10^{-5} s^{-1} , 黑色实 (虚) 线为正 (负) 值, 表示辐散 (辐合)]。黑色圆圈代表对应时刻高原涡中心位置, 黑色三角形代表西南涡中心位置

Fig. 5 Wind field (vectors, shaded areas represent high level jet, units: m s^{-1}) and divergence [units: 10^{-5} s^{-1} , solid (dashed) lines represent positive (negative) values] at 200 hPa: (a) 1800 UTC 2 July 2011, (b) 1800 UTC 3 July 2011, (c) 1800 UTC 4 July 2011, (d) 0000 UTC 29 June 2013, (e) 1800 UTC 30 June 2013, and (f) 0600 UTC 1 July 2013. The black circle represents the center of the Tibetan Plateau vortex, and the triangular represents the center of the Southwest vortex

4e), 高原涡已东移出高原, 强度稍有减弱, 在四川盆地上空与西南涡耦合, 高原涡与西南涡垂直合并为一个强大的涡旋系统, 850 hPa 上的偏南风急流不断地向西南涡附近输送水汽, 有利于暴雨的维持, 图 1e 也表明此时期 24 小时累积降水在两涡耦合的地方最强; 到 7 月 1 日 06:00 (图 4f) 500 hPa 上从高原东移出去的低涡强度开始减弱, 在台风“温比亚”从南海向西北方向移动的影响下, 副高北抬西伸, 使得西南涡东侧的偏南风急流稳定并且加强, 此时高原涡与西南涡依然处于一个耦合的状态, 两涡中心位置与前期相比更加接近, 结合降水图可知, 6 月 30 日到 7 月 1 日的 24 小时长时间持续暴雨, 主要是由于高原涡与西南涡的耦合, 并且在台风“温比亚”影响下, 副高北抬西伸, 使得两涡耦合之后的系统出现停滞, 水汽供应条件持续造成的。200 hPa 上, 2013 年 6 月 29 日 00:00 (图 5d) 南亚高压脊线在 28°N, 500 hPa 高原涡在南亚高压东北部偏西风急流出口区下方, 高空有明显的辐散中心, 之后南亚高压逐渐北抬东移并加强, 四川盆地始终位于南亚高压东侧的西北气流中, “抽吸作用”明显, 同时在 30 日 18:00 (图 5e), 高原东南角一带 (28°N, 100°~110°E) 出现辐合辐散中心

交错分布结构, 7 月 1 日 06:00 (图 5f), 相同的结构又出现在高原东偏北方向 (31°~37°N, 100°~115°E), 这一结构有助于维持二级环流的“抽吸作用”, 加强低空的对流活动, 从而有利于维持降水, 从图 1e-f 能看出对应时期的强降水中心位置也略向东北方向移动。

4 物理量场的对比分析

4.1 位涡以及“二阶位涡”

位涡理论被广泛应用于暴雨和强对流等天气的诊断分析中, 通过分析位涡可以较全面地反映水汽、不稳定能量以及动力抬升等条件 (寿绍文, 2010)。

根据高原涡和西南涡的移动特点和移动路径, 绘制了位涡的 500 hPa 水平分布图以及不同时刻沿不同纬度的纬向垂直剖面图, 位涡纬向垂直剖面取两涡的中间纬度而作。对于过程一, 在 500 hPa 位涡水平分布图上, 2011 年 7 月 2 日 18:00 (图 6a), 位涡分布为西高东低, 青藏高原上空有多个 ≥ 0.6 PVU (位涡单位: $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ K s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$) 的高位涡区, 此时高原涡强度最大, 所对应位涡强度也最强, 其大部位涡 ≥ 0.9 PVU, 并且有 ≥ 2.3 PVU 的

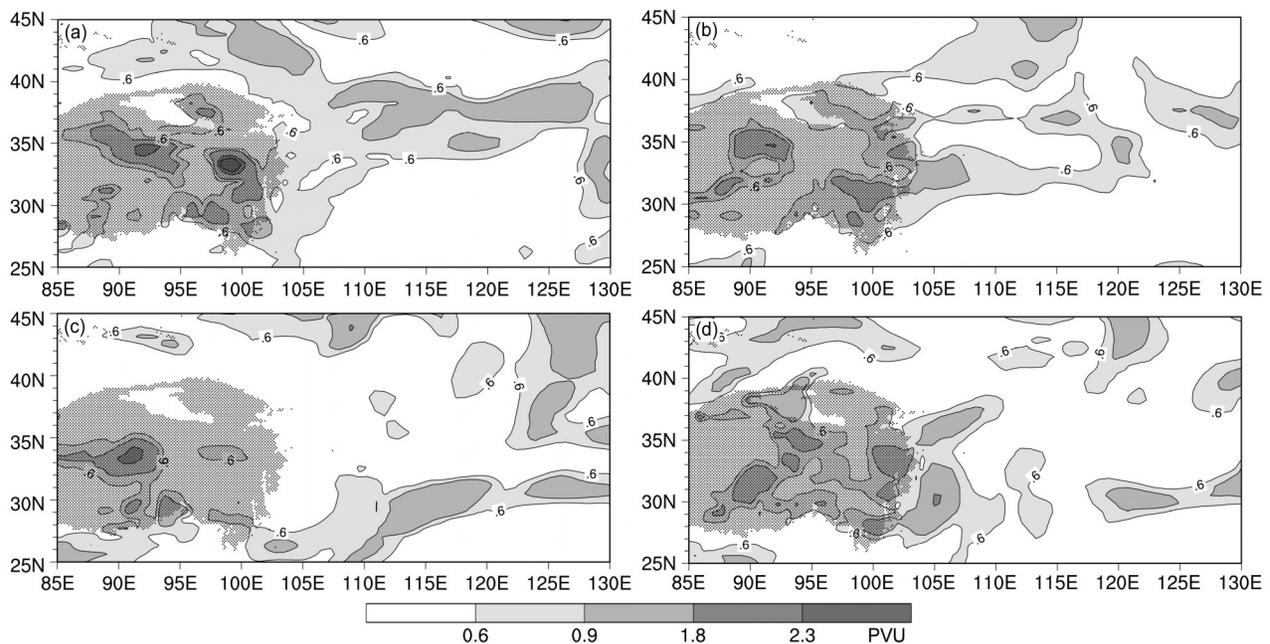


图6 2011年7月 (a) 2日 18:00、(b) 4日 18:00 以及 2013年6月 (c) 28日 00:00、(d) 30日 06:00 500 hPa 位涡[单位: PVU ($1 \text{ PVU} = 1 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ K s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$)]分布。其中黑色小点覆盖区表示地形高度 $\geq 3000 \text{ m}$

Fig. 6 Potential vorticity distribution [units: PVU ($1 \text{ PVU} = 1 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ K s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$)] at 500 hPa: (a) 1800 UTC 2 July 2011, (b) 1800 UTC 4 July 2011, (c) 0000 UTC 28 June 2013, (d) 0600 UTC 30 June 2013. The area covered by fine dots indicates that the terrain altitude is above 3000 m

高中心区，此时西南涡上空位涡 <0.9 PVU；4日18:00，高原上空原高位涡中心强度明显减弱，范围减小，尤其是 $(33^{\circ}\text{N}, 100^{\circ}\text{E})$ 附近位涡值从 ≥ 2.3 PVU直降为 <0.9 PVU，而高原东部位涡值增大，这说明位涡有个东传的过程，此时四川绵阳附近降水增强，并且位涡增加的地方也对应着强降水落区与MCC爆发区（图2b、d），这也从侧面印证了暴雨和位涡的发展基本上是一致的（王永中和杨大升，1984）。由图7a可看出，青藏高原东部上空有明显的正位涡中心，中心位置在 99°E ，与此时的高原涡对应，位涡值 ≥ 2.3 PVU的中心在500 hPa，400 hPa有 ≥ 0.9 PVU的强位涡中心，此时四川省上空 $(105^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E})$ 低层大部位于低位涡区；4日18:00（图7b），位涡值 ≥ 0.9 PVU的高值中心下移到500 hPa附近，而四川盆地上空低层位涡值增大，但 ≥ 0.6 PVU区仍位于700 hPa以下，这从侧面说明2011年7月暴雨过程中西南涡是一个浅薄系统，结合图7a和b可以发现，四川省西部的高原上空中高层 $(250\sim 500$ hPa)位涡值减小，并且高值中心在向下向东移动，四川盆地上空低层 $(700$

~ 850 hPa)位涡值增大，有利于西南涡的发展。

对于过程二，500 hPa位涡水平分布图上，2013年6月28日00:00（图6c），高原涡 $(33^{\circ}\text{N}, 91^{\circ}\text{E})$ 大部位涡 ≥ 0.9 PVU，中心值 ≥ 1.8 PVU，盆地上空多位于低位涡区，此时西南涡尚未形成；随后高原涡逐渐加强并东移开始与西南涡耦合，30日06:00（二涡耦合时）（图6d），四川盆地上空大部位的位涡 ≥ 0.6 PVU，西南涡中心区上空有1.8 PVU高位涡中心区 $(30^{\circ}\text{N}, 105^{\circ}\text{E})$ 。这次过程中，西南涡位置基本维持在 105°E 附近，由位涡纬向垂直剖面图（图7c、d）可见，在400~500 hPa上位涡高值区（位涡值 ≥ 0.9 PVU）从高原上东移并下传至四川盆地上空，两涡耦合使得 105°E 上空250~850 hPa位涡值均高于0.6 PVU，上下层打通，并且比耦合之前单独的两涡强度更强，两涡垂直合并为一个强大的涡旋系统，大暴雨也主要发生在两涡耦合之后，最强降水落区与两涡耦合位置一致。

除了位涡，针对强降水过程，学者们还先后发展了多个物理意义明确、包含丰富热力信息、对

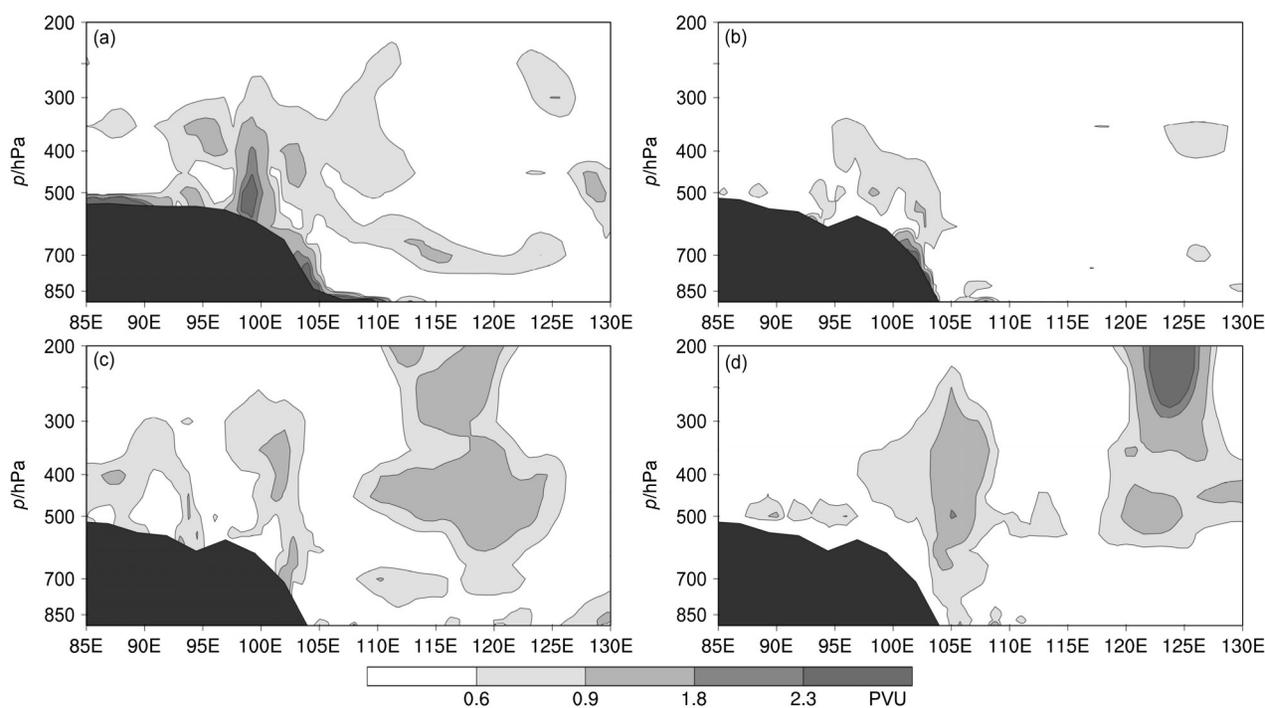


图7 沿不同纬度位涡的纬向—垂直剖面（实线，单位：PVU）：2011年7月（a）2日18:00沿 33°N 和（b）4日18:00沿 29°N ；2013年6月（c）29日00:00沿 30°N 和（d）30日06:00沿 30.5°N 。其中黑色区域表示地形高度 ≥ 3000 m。

Fig. 7 Vertical cross sections of potential vorticity (solid lines, units: PVU) along various latitudes: (a) 1800 UTC 2 July 2011 along 33°N , (b) 1800 UTC 4 July 2011 along 29°N , (c) 0000 UTC 29 June 2013 along 30°N , (d) 0600 UTC 30 June 2013 along 30.5°N . The area shaded in black indicates that the terrain altitude is above 3000 m

降水落区有一定指示意义的动力因子, 其中高守亭等通过严格的证明发展出了二阶位涡 Q_s (伍荣生和谈哲敏, 1989; 严华生等, 2005; 高守亭等, 2012, 2013; 孙继松等, 2012), 其数学表达式为

$$Q_s = \frac{\xi \cdot \nabla Q}{\rho}, \quad (1)$$

其中, Q 是位势, ξ 是绝对涡度, ρ 是空气密度。吴贤笃等 (2013) 和周冠博等 (2014) 研究均表明, 二阶位涡的水平分布与暴雨落区有较好的对应关系, 其对降水有较好的指示作用。由图 8 也可清楚地看到在本文讨论的两次四川暴雨过程中, 二阶位涡的分布确实与降水落区的对应关系良好。图 8 为 850 hPa 上二阶位涡的水平分布, 对于过程一 (图 8a), 在四川省北部以及东北部有三个二阶位涡绝对值中心超过 $5 \times 10^{-10} \text{ K Pa m}^{-2} \text{ s}^{-2}$ 的高值区, 分别与三个 24 小时累积降水量大值区对应, 最大值中心为 $5.5 \times 10^{-10} \text{ K Pa m}^{-2} \text{ s}^{-2}$; 而对于过程二 (图 8b), 强降雨落区对应着一条二阶位涡值超过 $5 \times 10^{-10} \text{ K Pa m}^{-2} \text{ s}^{-2}$ 的高值带, 且这条带状呈南北走向, 与降水带范围一致, 最大中心值为 8。对比两次过程可知, 过程二中的二阶位涡绝对值比过程一大, 并且对暴雨落区的指示意义更强, 强降雨落区与二阶位涡异常区位置更加吻合, 另外由图 8a 可知, 四川省东部以及东南部虽然没有降水, 但二阶位涡绝对值依然很大, 这说明降水区域上空较大的二阶位涡只是强降雨发生的一个必要条件,

并不能完全反映出降水过程中所包含的诸多复杂物理过程, 所以为了较好地分析这两次四川暴雨过程, 尽量多地包含有利于降水的物理信息, 下文还将从涡度、散度、垂直速度以及水汽等方面进行分析。

4.2 涡度、散度以及垂直速度的对比分析

分析这两次过程的主降雨区的平均散度垂直廓线, 对于过程一 (图 9a), 当四川盆地上空处在西南涡控制下时, 在 MCC 激发前 6 h 阶段, 即 2011 年 7 月 4 日 12:00, 主降雨区为低层辐合高层辐散, 最强辐合为 600 hPa, 为 $-4.1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$; 在激发 MCC 阶段, 即 2011 年 7 月 5 日 00:00, 辐合减弱, 且对流层中层 (700~400 hPa) 为辐散区, 主降雨区的最强辐合位于 800 hPa, 达 $-2.4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 在此阶段降水最强, 之后 MCC 减弱消失, 这一阶段主降雨区上空平均散度垂直廓线与激发 MCC 时的情况类似。所以 MCC 激发前低空辐合比激发之后强。对于过程二 (图 9b), 在 2013 年 6 月 28 日 18:00, 也即暴雨发生前阶段, 高原涡东移影响盆地西北部, 西南涡还未形成, 此时盆地上空不满足低空辐合、高空辐散这一条件, 不利于降水发生, 最强辐合在 450 hPa, 为 $-3.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 在 2013 年 6 月 30 日 00:00, 高原涡向东南移动与西南涡耦合, 主降雨区上空为明显的低层辐合、高层辐散配置, 且辐合最强在 850 hPa, 为 $-2.1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。对比两次降水过程, 前者过程中有 MCC 激发, 后者则没有, 可

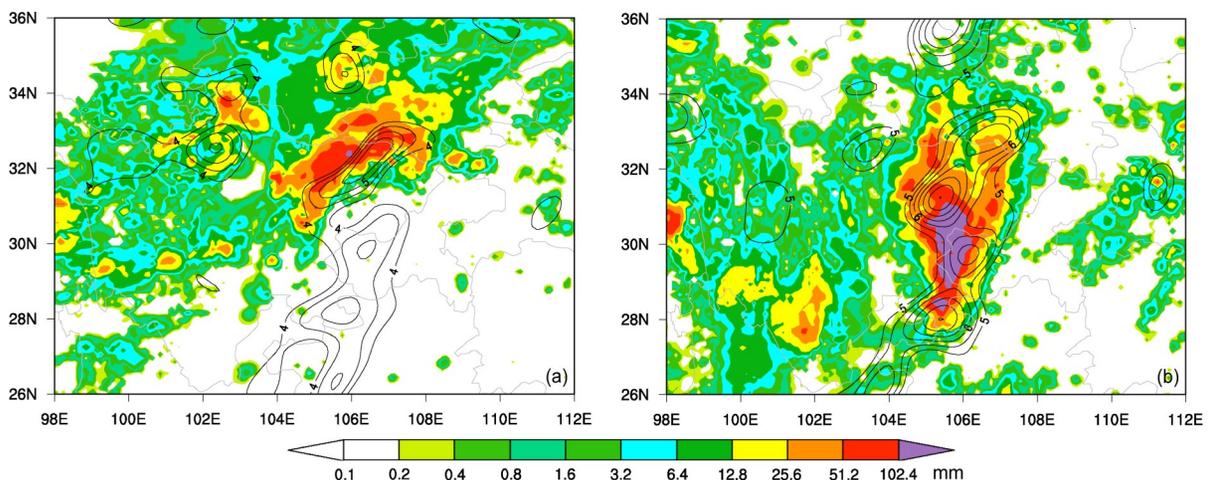


图 8 (a) 2011 年 7 月 5 日 06:00 和 (b) 2013 年 7 月 1 日 06:00 暴雨过程中二阶位涡 (等值线, 单位: $10^{-10} \text{ K Pa m}^{-2} \text{ s}^{-2}$) 在 850 hPa 的水平分布和对应时刻 24 h 累积降水量 (填色, 单位: mm)

Fig. 8 Horizontal distribution of second order potential vorticity (contour lines, units: $10^{-10} \text{ K Pa m}^{-2} \text{ s}^{-2}$) at 850 hPa and 24-h accumulative precipitation (shaded, units: mm): (a) 0600 UTC 5 July 2011; (b) 0600 UTC 1 July 2013

以看到MCC是在低层为辐合、高层为辐散气流控制下激发的，且激发前的辐合强度最大，总体来看，激发MCC的降水过程中的辐合强度要大于未激发MCC时的降水过程。再对比这两次过程的主降雨区的平均涡度垂直廓线，对于过程一（图9c），在2011年7月4日12:00，位于盆地中部的主降雨区1000~300 hPa为正涡度，最大涡度位于600 hPa，为 $4.9 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，MCC最强时，到5日00:00，800~600 hPa涡度明显增强，但600 hPa附近涡度比4日12:00弱，最大涡度在750 hPa，为 $2.6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，MCC激发时与激发后情况类似，在此不作赘述（图9c红色和黑色实线）。而在未激发MCC的过程二中，在暴雨发生前即2013年6月28日18:00，从高空到低层基本无正涡度区，尤其在600 hPa附近甚至为明显负涡度区，与激发MCC前的情况刚好相反。随着高原涡东移与西南涡耦合，到2013年6月30日00时，主降雨区上空的涡度增强，900~400 hPa均为正涡度，最大涡度位于800 hPa，为 $2.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，之后西南涡发展，主降雨区的涡度继续增强，最大涡度达 $4.2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，也位于700 hPa，分布形态与30日00:00相似。所以对比图9c和d可以看出MCC发生于中层有很强正涡度天气背景下，且激发前正涡度极值比MCC发展时和减弱后的大。而对流层中层为负涡度的情况下不利于生成MCC，也不利于发生降水。从这两次过程的主降雨区的平均垂直速度垂直廓线（图9e和f）可以看出，过程一在MCC激发前即2011年7月4日12:00，主降雨区100 hPa以下平均垂直速度均为负值（为上升运动），最大上升速度在550 hPa，为 0.33 Pa s^{-1} ，在7月5日00:00也即MCC旺盛时期，主降雨区的上升运动进一步加强，最大上升速度达 0.36 Pa s^{-1} ，但强垂直速度区向低层移动，极值在700 hPa。过程二（图9f）在暴雨发生前上空垂直速度分布与过程一在MCC激发前的平均垂直速度垂直廓线趋势相反，对流层中层主要为下沉运动，而对流层下层无明显对流现象，说明此时中低层大气处于稳定状态，不利于产生降水，不利于对流运动发展，因此无MCC激发。以上通过散度、涡度和垂直速度的分析对比这两次过程的动力条件，表明这两次过程的共同点是，在过程一MCC旺盛阶段（红、黑实线）以及过程二（红、黑实

线）中均有低层辐合高层辐散，对应着强的涡度和强的上升运动，且变化趋势是相似的。两次过程主要区别在于前者在暴雨过程中激发了MCC，与未激发MCC的过程相比，在MCC激发前，过程一与过程二盆地上空的动力条件甚至是相反的（蓝色实线），从散度、涡度和垂直速度的数值分析看，过程一总体较过程二偏大，说明激发MCC的必要条件是中层大气要有强正涡度、强辐合和强上升运动。

4.3 假相当位温的对比分析

假相当位温反映了大气的温湿状况，可以用来分析大气中的能量分布和不稳定状况。从850 hPa假相当位温分布（图10）可看出，对于过程一，4日12:00干冷空气南部边缘位于四川省北部，其首先沿西南涡西北侧的东北气流向盆地内侵入，此时冷空气影响范围较小，仅局限在地形和盆地北部交界处附近；随后，冷空气稍有向东、向南发展的趋势，暖湿气流强度明显减小，到5日18:00，沿盆地西北侧形成一条干冷舌，冷舌前沿位于川中地区，在地形阻挡下冷空气在局地堆积，此时盆地西北部逐渐被锋后冷气团控制，冷空气入侵强度显著增强。冷空气入侵与暖湿气流的交汇可以增强不稳定条件，不稳定条件又有利于中尺度对流云团的产生、发展，从而引起强降水产生。结合图1的24 h累积降水分布可知，干冷空气入侵的过程与四川暴雨的时段一致，并且降水落区均位于冷空气前沿假相当位温梯度大值区内。因此，（图10a-c）一方面可以说明冷空气入侵对四川地区暴雨的产生和发展具有重要作用，另一方面，从4日12:00的假相当位温场（图10a）可以看出，四川省中北部处于假相当位温高值区，同时也是假相当位温梯度大值区，再加上高原地形的作用而使这一地区的暖湿空气抬升，从而有利于增强不稳定条件，有利于MCC的产生和发展，并引发强降水（图2b-c和图2f-g）。与过程一相比，过程二中便没有如此明显的干冷空气入侵的现象，在强降水发生前的假相当位温分布梯度虽然比过程一小（图10a和d），但随着高原涡与西南涡的耦合，西南涡周围的假相当位温值逐渐增高（图10a和d），（30°N，105°E）附近的相当位温梯度增加，有利于涡度增长（吴国雄等，1995；闫敬华和薛纪善，2002），从而有利于西南涡的维持，进一步影响四川东部大暴雨的发生

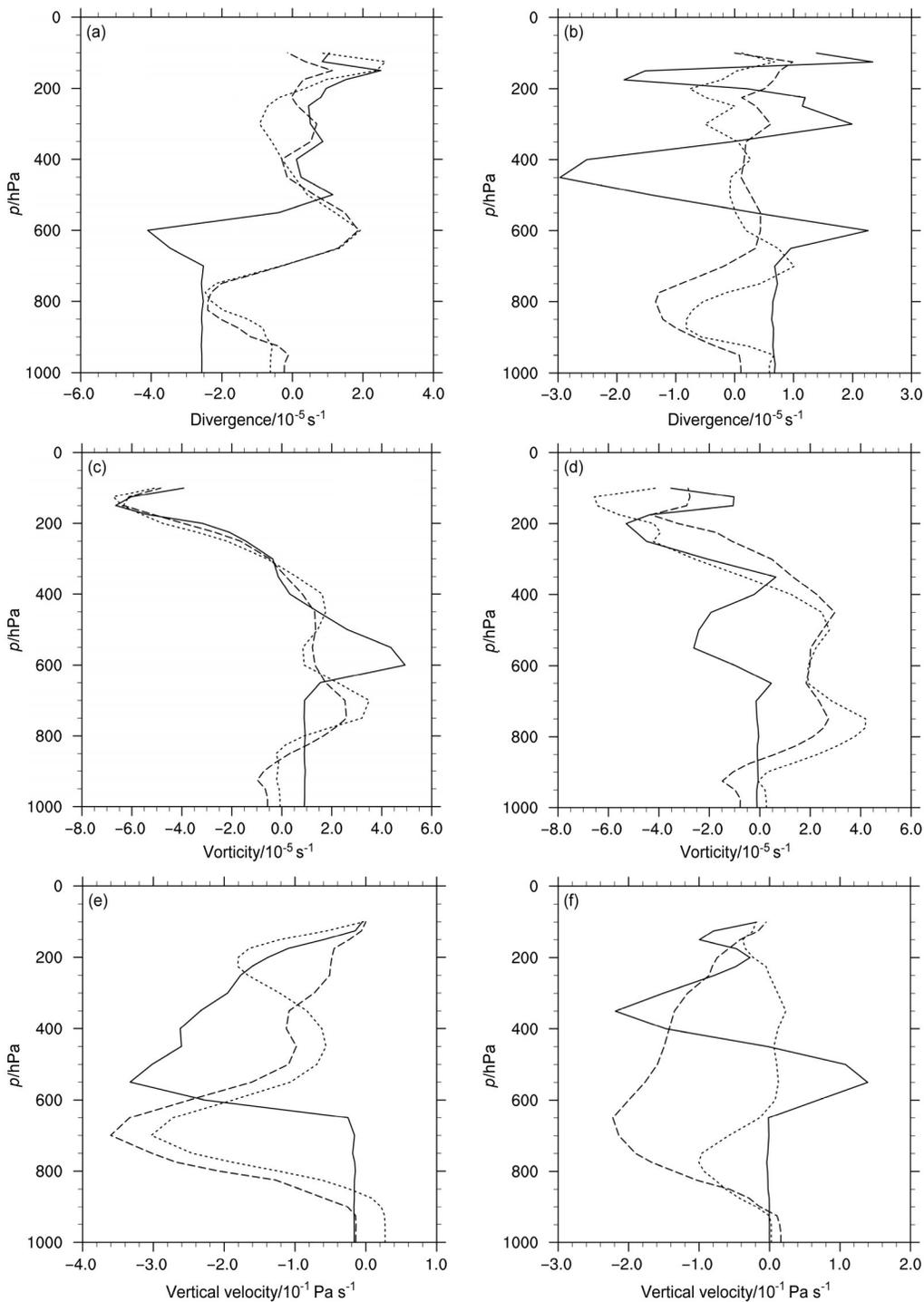


图9 (a) 2011年7月4日12:00 ($29^{\circ}\sim 32^{\circ}\text{N}$, $102^{\circ}\sim 104^{\circ}\text{E}$) 区域 (实线)、5日00:00 ($31^{\circ}\sim 33^{\circ}\text{N}$, $104^{\circ}\sim 109^{\circ}\text{E}$) 区域 (虚线) 以及5日06:00 ($31^{\circ}\sim 34^{\circ}\text{N}$, $105^{\circ}\sim 108^{\circ}\text{E}$) 区域 (点线) 平均散度垂直廓线 (单位: 10^{-5} s^{-1}); (b) 2013年6月28日18:00 ($32^{\circ}\sim 34^{\circ}\text{N}$, $101^{\circ}\sim 103^{\circ}\text{E}$) 区域 (实线)、6月30日00:00 ($28^{\circ}\sim 32^{\circ}\text{N}$, $103^{\circ}\sim 105^{\circ}\text{E}$) 区域 (虚线)、7月1日18:00 ($31^{\circ}\sim 34^{\circ}\text{N}$, $105^{\circ}\sim 108^{\circ}\text{E}$) 区域 (点线) 平均散度垂直廓线 (单位: 10^{-5} s^{-1})。 (c、d) 同 (a、b), 但为平均涡度垂直廓线 (单位: 10^{-5} s^{-1})。 (e、f) 同 (a、b), 但为平均垂直速度垂直廓线 (单位: $10^{-1} \text{ Pa s}^{-1}$)

Fig. 9 Vertical profiles of area average divergence (units: 10^{-5} s^{-1}): (a) At 1200 UTC 4 July 2011 ($29^{\circ}\sim 32^{\circ}\text{N}$, $102^{\circ}\sim 104^{\circ}\text{E}$, represented by solid line), at 0000 UTC 5 July 2011 ($31^{\circ}\sim 33^{\circ}\text{N}$, $104^{\circ}\sim 109^{\circ}\text{E}$, represented by dash line), at 0600 UTC 5 July 2011 ($31^{\circ}\sim 34^{\circ}\text{N}$, $105^{\circ}\sim 108^{\circ}\text{E}$, represented by dot line); (b) at 1800 UTC 28 June 2013 ($32^{\circ}\sim 34^{\circ}\text{N}$, $101^{\circ}\sim 103^{\circ}\text{E}$, represented by solid line), at 0000 UTC 30 June 2013 ($28^{\circ}\sim 32^{\circ}\text{N}$, $103^{\circ}\sim 105^{\circ}\text{E}$, represented by dash line), at 1800 UTC 1 July 2013. (c) and (d) are the same as (a) and (b) respectively, but for vorticity (units: 10^{-5} s^{-1}). (e) and (f) are the same as (a) and (b) respectively, but for vertical velocity (units: $10^{-1} \text{ Pa s}^{-1}$)

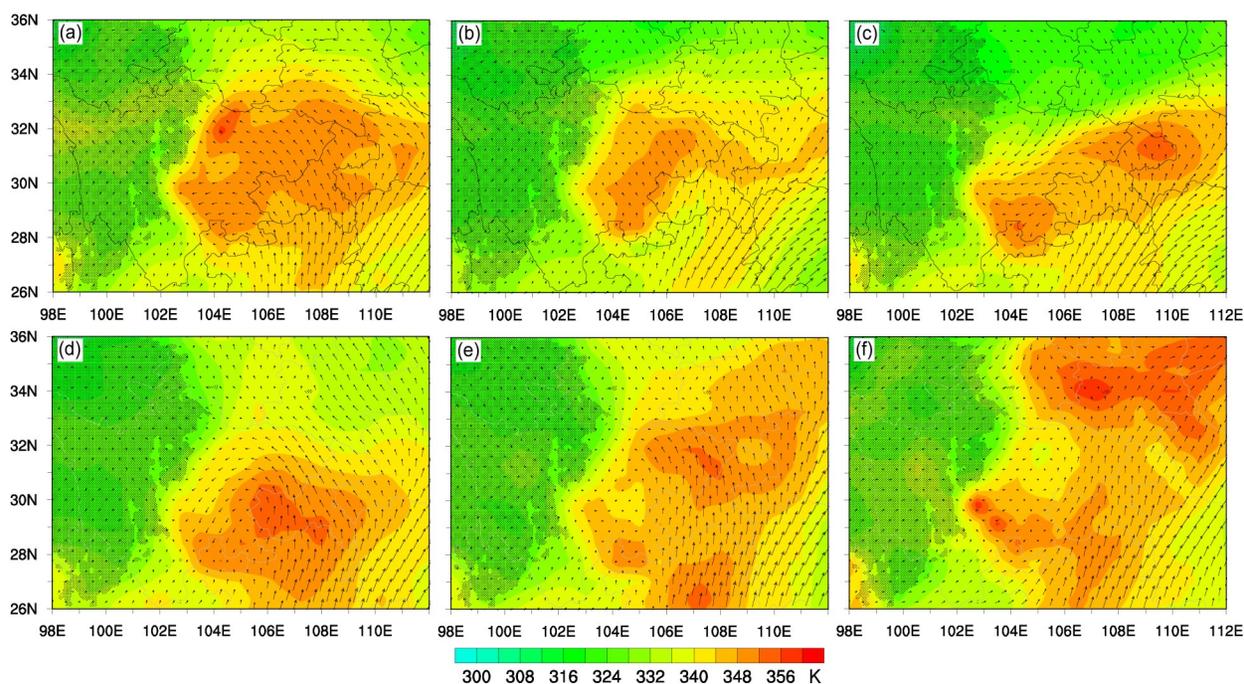


图10 2011年7月 (a) 4日12:00、(b) 5日00:00、(c) 5日18:00和2013年 (d) 6月29日18:00、(e) 6月30日18:00、(f) 7月1日06:00 850 hPa假相当位温 (填色, 单位: K) 和风场 (矢量, 单位: $m s^{-1}$) 分布。其中黑色小点覆盖区域表示地形高度 $\geq 3000 m$

Fig. 10 Potential vorticity distribution (units: PVU) at 850 hPa: (a) 1200 UTC 4 July 2011, (b) 00 UTC 5 July 2011, (c) 1800 UTC 5 July 2011; (d) 1800 UTC 29 June 2013, (e) 1800 UTC 30 June 2013, (f) 0600 UTC 1 July 2013. The area covered by fine dots indicates that the terrain altitude is above 3000 m

和发展。

5 基于拉格朗日方法的水汽轨迹追踪及聚类分析

在不同高度层次上, 影响暴雨的水汽来源有可能不一样。比如暴雨有几条水汽输送通道? 哪一条水汽通道对暴雨起了最主要作用? 通过拉格朗日水汽追踪模式, 我们可以对暴雨的水汽输送路径及水汽来源进行分析判别。下面对本文中的两次暴雨过程降雨集中时段及区域的空气块进行10天的后向轨迹追踪。对于过程一, 在选定区域的后向轨迹(图11a)中可以看出, 四川地区的主要集中降水时段(2011年07月04日18:00和05日00:00、06:00、12:00)的前10天的气块主要来自阿拉伯海、孟加拉湾和印度洋等海域, 也有来自四川东部等周边区域和来自西方的空气块。500 m以下的气块主要来自孟加拉湾和中南半岛及四川东部地区, 1000 m高度附近的气块大部分来自阿拉伯海和印度半岛, 而小部分从西方过来的气块则是在3000 m高度以上。而从图11b可知, 对于过程二, 水汽

主要来自孟加拉湾和中印度洋海盆等, 这一次过程在3000 m以上有大量来自西方的气块, 主要是来自地中海、黑海和里海及周边区域的气块, 还有来自四川的东部和北部等周边区域空气块。500 m以下的气块主要是来自赤道印度洋和孟加拉湾地区。

前面利用了拉格朗日方法追踪了四川两次暴雨过程的集中降水区域的后向轨迹, 发现两次降水过程都有不同的水汽通道, 为了进一步了解每条水汽通道的水汽贡献率, 本文通过聚类分析方法, 将两次降水过程区域的10天后向运动轨迹进行聚类, 然后计算出每条通道的水汽贡献率, 得出不同水汽通道对四川地区降水的贡献率。通过对过程一(2011年)的后向轨迹进行聚类分析(图11c和e), 可知过程一主要有两条水汽输送通道, 他们带来的水汽占了选定区域水汽总量的98.32%: 通道一占有所有气块轨迹的46%。水汽主要来自阿拉伯海和孟加拉湾, 其水汽贡献率为48.07%; 通道二占有所有气块轨迹的54%, 水汽主要来自四川周边区域尤其是南部地区, 水汽贡献率为50.25%。由图中可看出通道一的气块轨迹的高度变化情况, 开始气块在阿拉伯海和孟加拉湾洋面的底层积累水汽, 后来经

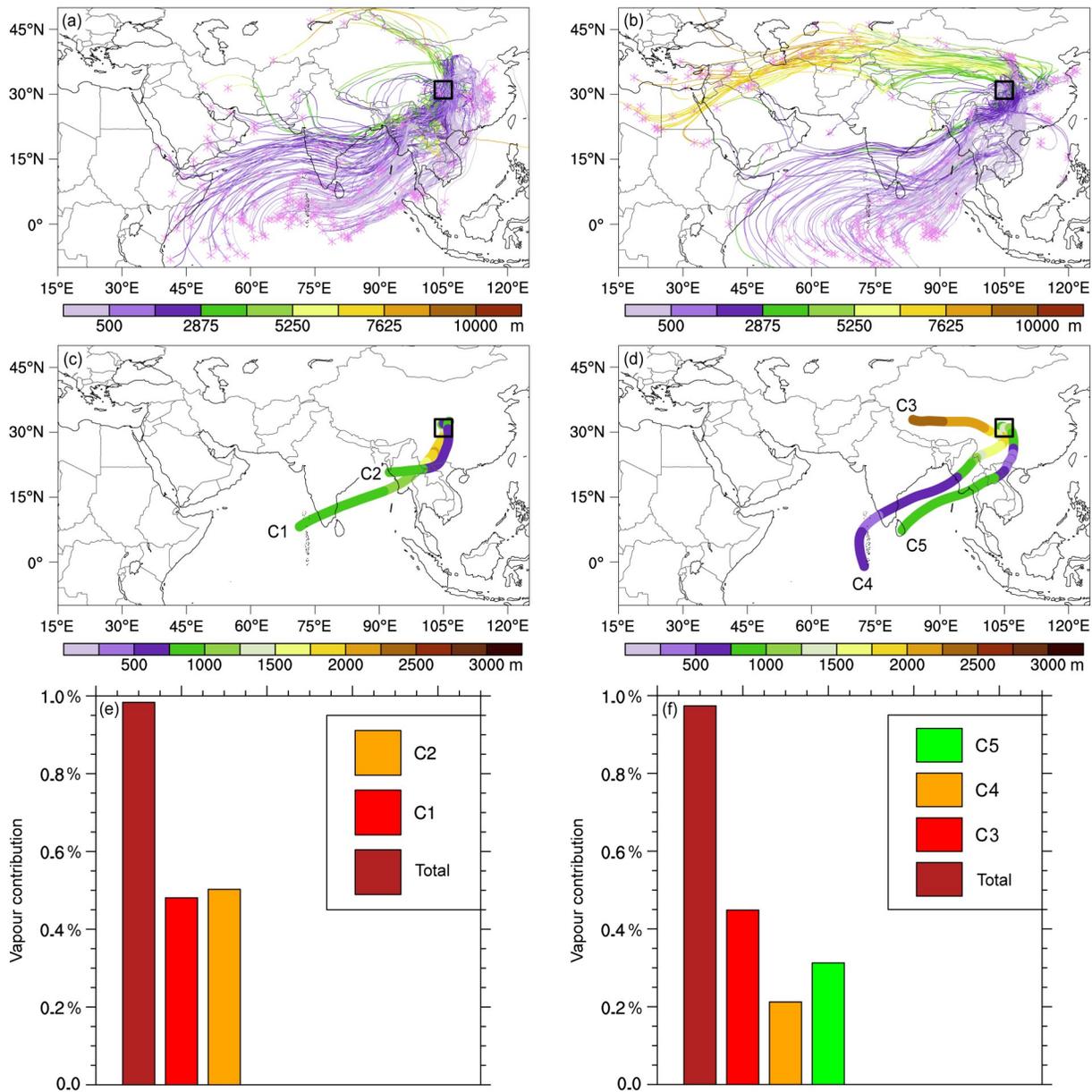


图 11 对两次暴雨过程降雨集中时段及区域的空气块进行 10 天的后向轨迹追踪：(a) 主要集中降水时段为 2011 年 7 月 4 日 18:00、5 日 00:00、5 日 06:00 和 5 日 12:00；(b) 主要集中降水时段为 2013 年 6 月 30 日 00:00、30 日 06:00、30 日 12:00 和 30 日 18:00。色标代表气块高度（单位：m）；两次四川暴雨过程中聚类分析得到的水汽通道：2011 年暴雨过程，(c) C1 代表来自阿拉伯海和孟加拉湾的水汽通道，C2 代表来自四川周边区域的水汽通道；2013 年暴雨过程，(d) C3 代表来自西方地中海、黑海和里海的水汽通道，C4 代表来自阿拉伯海和印度洋的水汽通道，C5 代表来自孟加拉湾的水汽通道；(e) 和 (f) 分别对应着 2011 年和 2013 年暴雨过程的不同水汽通道的水汽贡献率，说明同 (c) 和 (d)

Fig. 11 Back tracking of the air parcel in two rainstorm processes for 10 days: (a) The main periods are 1800 UTC 4 July, 0000 UTC 5 July, 0600 UTC 5 July, and 1200 UTC 5 July 2011; (b) the main periods are 0000 UTC 30 June, 0600 UTC 30 June, 1200 UTC 30 June, and 1800 UTC 30 June 2013. Different colors represent different heights of the air parcel (units: m). The water vapor channel derived by cluster analysis: (c) The rainstorm process in 2011, C1 represents the water vapor channel from the Arabian Sea and the Bay of Bengal, C2 represents the channel from surrounding area of Sichuan; (d) the rainstorm process in 2013, C3 represents the water vapor channel from the western mediterranean, the Black Sea, and the Caspian Sea, C4 represents the channel from the Arabian Sea and the Indian Ocean, C5 represents the channel from the Bay of Bengal; vapor contributions of different water vapor channels respectively for the rainstorm processes in (e) 2011 (illustration is the same as Fig. 11c) and (f) 2013 (illustration is the same as Fig. 11d)

过中南半岛和云贵高原并由于地形抬升作用而进入较高地区, 最后气块高度下降进入四川盆地附近; 而通道二所反映的水汽源主要是从南部 750 m 以下高度向四川东部地区输送。通过对过程二 (2013 年) 的后向轨迹进行聚类分析 (图 11d 和 f), 可知过程二的主要水汽输送通道有三条, 这三条通道带来的水汽占了选定区域水汽总量的 97.37%。其中通道一占有所有气块轨迹的 49%, 反映的水汽主要来自西方地中海、黑海和里海, 并经过青藏高原到达四川省西部, 水汽贡献率为 44.86%, 其水汽来源高度一直维持在 1500~2500 m 左右; 通道二占有所有轨迹的百分比为 22%, 它所指示的水汽来自阿拉伯海和印度洋, 水汽贡献率为 21.23%, 由图中气块轨迹的高度变化可以看出通道二的气块开始时在阿拉伯海和印度洋的底层积累水汽, 经过孟加拉湾后由于横断山脉的地形抬升作用输送到暴雨区; 通道三占有所有气块轨迹的 28%, 水汽大部来自孟加拉湾, 水汽贡献率为 31.28%, 并且几乎全在 1000 m 以下的低层从孟加拉湾绕过云贵高原直接输送到四川盆地, 因此来自孟加拉湾的水汽是影响此次暴雨过程的重要水汽源。

6 小结与讨论

本文对发生在四川盆地的受高原涡、西南涡影响的两次暴雨过程, 进行了对比分析, 得到以下主要结论:

(1) 从降水特征来看, 过程一中的暴雨主要发生在四川盆地及其东北部, 雨带呈东北—西南走向, 且强降水中心有明显向东北方向移动的趋势; 而对于过程二, 暴雨主要集中在四川盆地东部, 强降水中心维持稳定少动状态。另外, 除了暴雨分布存在差异, 两次过程的暴雨强度随时间变化也不同, 过程一中降水强度不断增加、降水范围逐渐增加, 而过程二则呈现出暴雨强度先增强后减弱、暴雨范围先增大再减小的趋势。在这两次降水过程中, TBB 活动特征有明显区别, 分别体现在 TBB 的面积和强度上以及它的发展过程中: 在过程一中, 有 MCC 的产生和发展, 并且与暴雨的时间段和落区有很好的对应关系; 而在过程二中, TBB 的强度偏心率面积和持续时间等条件远远达不到 MCC 的标准, 另外, 在过程二中, 中尺度对流云团的活动只在小范围内短暂地对降水起到一个增强

的作用, 并不是造成四川省东部大范围暴雨的主要原因。

(2) 对比这两次暴雨过程的大尺度天气背景场发现, 过程一中, 高原涡在青海省西南部生成, 后逐渐东移并减弱为槽, 西南涡位于西南急流入口区的左侧, 850 hPa 上在大巴山附近有一个弱的鞍型场, 200 hPa 上, 西南涡在南亚高压东南侧急流区下空稳定少动, 高原东部的高空辐散、低空辐合的形势有利于加强二级环流的“抽吸作用”, 为暴雨提供有利的天气背景。过程二中, 500 hPa 上, 高原涡在青海西部唐古拉山脉一带生成, 后逐渐加强并东移, 在四川盆地高空与西南涡耦合, 200 hPa 上, 四川盆地始终位于南亚高压东侧的西北气流中, 高原东南角一带出现辐合辐散中心交错分布结构, 之后在高原东偏北方向也有相同的结构, 这一结构有助于维持二级环流的“抽吸作用”, 加强低空的对流活动, 从而有利于维持降水。高原涡与西南涡的耦合以及二级环流的维持是使过程二的 24 小时暴雨强度比过程一大的最主要原因。

(3) 在过程一中, 500 hPa 位涡分布为西高东低, 随高原涡东移, 位涡逐渐东传并且位涡增加的地方也对应着强降水落区与 MCC 爆发区, 反映了暴雨和位涡的发展基本一致。过程二中, 两涡耦合使得四川盆地上空中低层打通, 形成一个深厚的涡旋系统, 大暴雨也主要发生在两涡耦合之后, 最强降水落区与两涡耦合位置一致; 另一方面, 本文研究也应证了二阶位涡的水平分布与暴雨落区有较好的对应关系, 对降水有较好的指示作用; MCC 产生的必要条件是中层大气要有强正涡度、强辐合和强上升运动; 假相当位温的对比分析表明, 过程一中有明显的干冷空气入侵现象, 使得不稳定条件增强, 有利于 MCC 的产生和发展并引发强降水。

(4) 基于拉格朗日方法的水汽轨迹追踪模式显示, 过程一中的水汽主要来自阿拉伯海、孟加拉湾和印度洋等海域, 而过程二中的水汽来源在 500 m 以下的低层有印度洋和孟加拉湾, 在 3000 m 以上还有大量来自地中海、黑海和里海等区域的气块。继而通过聚类分析方法得到, 过程一主要有两条水汽通道, 通道一的水汽来自阿拉伯海和孟加拉湾洋面的低层, 通道二所反映的水汽源主要是从南部 750 m 以下高度向四川东部地区输送; 而过程二的主要水汽输送通道有三条, 通道一的水汽来自西方地中海、黑海和里海上空 1500~2500 m 高度附近,

通道二指示的水汽来自阿拉伯海和印度洋的低层,通道三的水汽从孟加拉湾低层绕过云贵高原直接输送到四川盆地。

参考文献 (References)

- 陈丽芳, 高坤, 徐亚梅. 2004. 梅雨锋演变与低涡发展的联系 [J]. 浙江大学学报(理学版), 31(1): 103-109. Chen Lifang, Gao Kun, Xu Yamei. 2004. Relationship between the evolvement of Meiyu front and the vortex along it [J]. Journal of Zhejiang University (Science Edition) (in Chinese), 31(1): 103-109. doi:10.3321/j.issn:1008-9497.2004.01.023
- 陈栋, 李跃清, 黄荣辉. 2007. 在“鞍”型大尺度环流背景下西南低涡发展的物理过程分析及其对川东暴雨发生的作用 [J]. 大气科学, 31(2): 185-201. Chen Dong, Li Yueqing, Huang Ronghui. 2007. The physical process analyses of the southwest vortex development and its effect on heavy rainfall in eastern Sichuan under the saddle pattern background of large-scale circulations [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31(2): 185-201. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2007.02.01
- 陈忠明, 闵文彬, 缪强, 等. 2004. 高原涡与西南涡耦合作用的个例诊断 [J]. 高原气象, 23(1): 75-80. Chen Zhongming, Min Wenbin, Miao Qiang, et al. 2004. A case study on coupling interaction between plateau and southwest vortexes [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 23(1): 75-80. doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2004.01.011
- 陈忠明, 闵文彬, 崔春光. 2007. 暴雨中尺度涡旋系统发生发展的诊断 [J]. 暴雨灾害, 26(1): 29-34. Chen Zhongming, Min Wenbin, Cui Chunguang. 2007. Diagnostic analysis on the formation and development of meso-scale vortex systems [J]. Torrential Rain and Disasters (in Chinese), 26(1): 29-34. doi:10.3969/j.issn.1004-9045.2007.01.005
- 陈茂强, 顾清源, 汪延波, 等. 2008. 一次西南低涡特大暴雨的中尺度对流云团特征 [J]. 高原山地气象研究, 28(4): 66-71. Chen Maoqiang, Gu Qingyuan, Wang Yanbo, et al. 2008. The mesoscale convective cloud cluster features of a severe torrential rain caused by Southwest vortex [J]. Plateau and Mountain Meteorology Research (in Chinese), 28(4): 66-71. doi: 10.3969/j.issn.1674-2184.2008.04.011
- 陈忠明, 闵文彬, 崔春光. 2014. 西南低涡研究的一些新进展 [J]. 高原气象, 23(S1): 1-5. Chen Zhongming, Min Wenbin, Cui Chunguang. 2014. New advances in Southwest China vortex research [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 23(S1): 1-5. doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2004.z1.001
- Draxler R R, Hess G D. 1998. An overview of the HYSPLIT-4 modelling system for trajectories, dispersion and deposition [J]. Australian Meteorological Magazine, 47(4): 295-308
- 高安宁, 陈见, 李生艳, 等. 2009. 两次西南低涡造成广西暴雨差异的对比分析 [J]. 气象科学, 29(4): 557-563. Gao Anning, Chen Jian, Li Shengyan, et al. 2009. Comparison and analysis on the differences between two torrential rain events caused by Southwest vortex in Guangxi [J]. Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese), 29(4): 557-563. doi:10.3969/j.issn.1009-0827.2009.04.021
- 高守亭, 梁生俊, 邓涤菲, 等. 2012. 斜压 Ertel-Rossby 不变量在梅雨锋降水过程中的研究与应用 [J]. 气候与环境研究, 17(4): 495-503. Gao Shouting, Liang Shengjun, Deng Difei, et al. 2012. The study and application of baroclinic Ertel-Rossby invariant in Meiyu front precipitation process [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 17(4): 495-503. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2011.10143
- 高守亭, 冉令坤, 李娜, 等. 2013. 集合动力因子暴雨预报方法研究 [J]. 暴雨灾害, 32(4): 289-302. Gao Shouting, Ran Lingkun, Li Na et al. 2013. The “Ensemble Dynamic Factors” approach to predict rainstorm [J]. Torrential Rain and Disasters (in Chinese), 32(4): 289-302. doi:10.3969/j.issn.1004-9045.2013.04.001
- 何光碧, 高文良, 屠妮妮. 2009. 两次高原低涡东移特征及发展机制动力诊断 [J]. 气象学报, 67(4): 599-612. He Guangbi, Gao Wenliang, Tu Nini. 2009. The dynamic diagnosis on eastwards moving characteristics and developing mechanism of two Tibetan Plateau vortex processes [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 67(4): 599-612. doi:10.11676/qxxb2009.060
- 胡中明, 张智勇, 王晓明, 等. 2007. 吉林省一次区域性暴雨天气过程的 TBB 图像特征分析 [J]. 暴雨灾害, 26(2): 130-133. Hu Zhongming, Zhang Zhiyong, Wang Xiaoming, et al. 2007. Analysis of FY-2C TBB image of a regional heavy rain process in Jilin Province [J]. Torrential Rain and Disasters (in Chinese), 26(2): 130-133. doi:10.3969/j.issn.1004-9045.2007.02.006
- 黄福均. 1986. 西南低涡的合成分析 [J]. 大气科学, 10(4): 402-408. Huang Fujun. 1986. A composite analysis of the southwest vortex [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 10(4): 402-408. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1986.04.07
- 李国平. 2013. 高原涡、西南涡研究的新进展及有关科学问题 [J]. 沙漠与绿洲气象, 7(3): 1-6. Li Guoping. 2013. Advances in Tibetan Plateau vortex and southwest vortex research and related scientific problems [J]. Desert and Oasis Meteorology (in Chinese), 7(3): 1-6. doi:10.3969/j.issn.1002-0799.2013.03.001
- 李跃清, 赵兴炳, 张利红, 等. 2011. 2011 年夏季西南涡加密观测科学试验 [J]. 高原山地气象研究, 31(4): 7-11. Li Yueqing, Zhao Xingbing, Zhang Lihong, et al. 2011. Intensive observation scientific experiment of the southwest vortex in the summer of 2011 [J]. Plateau and Mountain Meteorology Research (in Chinese), 31(4): 7-11. doi:10.3969/j.issn.1674-2184.2011.04.002
- 李国平, 罗喜平, 陈婷, 等. 2011. 高原低涡中涡旋波动特征的初步分析 [J]. 高原气象, 30(3): 553-558. Li Guoping, Luo Xiping, Chen Ting, et al. 2011. Preliminary theoretical study of waves in the Tibetan Plateau vortex [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 30(3): 553-558
- 刘新超, 陈永仁. 2014. 两次高原涡与西南涡作用下的暴雨过程对比分析 [J]. 高原山地气象研究, 34(1): 1-7. Liu Xinchao, Chen Yongren. 2014. Comparative analysis of two heavy rainfall processes under interaction of Plateau vortex and Southwest vortex [J]. Plateau and Mountain Meteorology Research (in Chinese), 34(1): 1-7. doi:10.3969/j.issn.1674-2184.2014.01.001

- Maddox R A. 1980. Mesoscale convective complexes [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 61(11): 1374-1387. doi:10.1175/1520-0477(1980)061<1374:MCC>2.0.CO;2
- 缪强, 刘波, 袁立新. 1999. 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*, 9(3): 18-22. Miao Qiang, Liu Bo, Yuan Lixin. 1999. Characteristic analysis of the coupling interaction between the weather system over the Tibetan Plateau and the shallow weather system at its lee [J]. *Journal of Sichuan Meteorology (in Chinese)*, 9(3): 18-22. doi:10.3969/j.issn.1674-2184.1999.03.004
- 邱静雅, 李国平, 郝丽萍. 2015. 高原涡与西南涡相互作用引发四川暴雨的位涡诊断 [J]. *高原气象*, 34(6): 1556-1565. Qiu Jingya, Li Guoping, Hao Liping. 2015. Diagnostic analysis of potential vorticity on a heavy rain in Sichuan basin under interaction between Plateau vortex and Southwest vortex [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 34(6): 1556-1565. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2014.00117
- 师锐, 顾清源, 青泉. 2009. 西南低涡与不同系统相互作用形成暴雨的异同特征分析 [J]. *高原山地气象研究*, 29(2): 9-18. Shi Rui, Gu Qingyuan, Qing Quan. 2009. Comparison and analysis of the similarities and differences of southwestern low vortex interaction with different systems causing heavy rainfall in Sichuan basin [J]. *Plateau and Mountain Meteorology Research (in Chinese)*, 29(2): 9-18. doi:10.3969/j.issn.1674-2184.2009.02.002
- 寿绍文. 2010. 位涡理论及其应用 [J]. *气象*, 36(3): 9-18. Shou Shaowen. 2010. Theory and application of potential vorticity [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 36(3): 9-18. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2010.3.002
- 宋敏红, 钱正安. 2002. 高原及冷空气对 1998 和 1991 年夏季西太副高及雨带的影响 [J]. *高原气象*, 21(6): 556-564. Song Minhong, Qian Zheng'an. 2002. Impact of plateau and cold air on SHWP and rain belt summer in 1998 and 1991 [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 21(6): 556-564. doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2002.06.005
- 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(1): 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. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.01.10
- 孙继松, 何娜, 王国荣, 等. 2012. “7.21” 北京大暴雨系统的结构演变特征及成因初探 [J]. *暴雨灾害*, 31(3): 218-225. Sun Jisong, He Na, Wang Guorong, et al. 2012. Preliminary analysis on synoptic configuration evolution and mechanism of a torrential rain occurring in Beijing on 21 July 2012 [J]. *Torrential Rain and Disasters (in Chinese)*, 31(3): 218-225.
- 孙建华, 汪汇洁, 卫捷, 等. 2016. 江淮区域持续性暴雨过程的水汽源地和输送特征 [J]. *气象学报*, 74(4): 542-555. Sun Jianhua, Wang Huijie, Wei Jie, et al. 2016. The sources and transportation of water vapor in persistent heavy rainfall events in the Yangtze-Huaihe River valley [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 74(4): 542-555. doi:10.11676/qxxb2016.047
- 陶诗言. 1977. 有关暴雨分析预报的一些问题 [J]. *大气科学*, 1(1): 64-72. Tao Shiyan. 1977. Some aspects on the analysis and forecast of the heavy rainfall [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 1(1): 64-72. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1977.01.10
- Tao S Y, Ding Y H. 1981. Observational evidence of the influence of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau on the occurrence of heavy rain and severe convective storms in China [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 62(1): 23-30. doi:10.1175/1520-0477(1981)062<0023:OEOTIO>2.0.CO;2
- Takahashi H. 2003. Observational study on the initial formation process of the Mei-yu frontal disturbance in the eastern foot of the Tibetan Plateau in middle-late June 1992 [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 81(6): 1303-1327. doi:10.2151/jmsj.81.1303
- 王永中, 杨大升. 1984. 暴雨和低层流场的位涡 [J]. *大气科学*, 8(4): 411-417. Wang Yongzhong, Yang Dasheng. 1984. Heavy rain and potential vorticity of current field in lower layer [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 8(4): 411-417. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1984.04.07
- 伍荣生, 谈哲敏. 1989. 广义涡度与位势涡度守恒定律及其应用 [J]. *气象学报*, 47(4): 436-442. Wu Rongsheng, Tan Zheming. 1989. Conservative laws on generalized vorticity and potential vorticity and its applications [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 47(4): 436-442. doi:10.11676/qxxb1989.058
- 吴国雄, 蔡雅萍, 唐晓菁. 1995. 湿位涡和倾斜涡度发展 [J]. *气象学报*, 53(4): 387-405. Wu Guoxiong, Cai Yaping, Tang Xiaojing. 1995. Moist potential vorticity and slantwise vorticity development [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 53(4): 387-405. doi:10.11676/qxxb1995.045
- 吴贤笃, 冉令坤, 李娜, 等. 2013. 一次东风波暴雨的动力因子预报研究 [J]. *高原气象*, 32(5): 1339-1348. Wu Xiandu, Ran Lingkun, Li Na, et al. 2013. Forecasting studies of dynamic factors in rainstorm process with easterly wave [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 32(5): 1339-1348. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2013.00089
- 闫敬华, 薛纪善. 2002. “5.24” 华南中尺度暴雨系统结构的数值模拟分析 [J]. *热带气象学报*, 18(4): 302-308. Yan Jinghua, Xue Jishan. 2002. Numerical simulation and analysis on the structure of a rain-storm system [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 18(4): 302-308. doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2002.04.002
- 严华生, 曹杰, 谢应齐. 2005. 非线性统计预报方法研究进展 [J]. *干旱气象*, 23(1): 72-77. Yan Huasheng, Cao Jie, Xie Yingqi. 2005. The evolution of non-linear statistical forecast methods [J]. *Journal of Arid Meteorology (in Chinese)*, 23(1): 72-77. doi:10.3969/j.issn.1006-7639.2005.01.014
- 郁淑华, 高文良. 2017. 高原低涡与西南涡结伴而行的不同活动形式个例的环境场和位涡分析 [J]. *大气科学*, 41(4): 831-856. Yu Shuhua, Gao Wenliang. 2017. Analysis of environmental background and potential vorticity of different accompanied moving cases of Tibetan Plateau vortex and Southwest China vortex [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 41(4): 831-856. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1612.16213

- 郁淑华, 高文良, 肖玉华. 2008. 冷空气对两例高原低涡移出高原影响的分析 [J]. 高原气象, 27(1): 96-103. Yu Shuhua, Gao Wenliang, Xiao Yuhua. 2008. Analysis for the influence of cold air mass on two cases of plateau vortex moving out of the Tibetan Plateau [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 27(1): 96-103.
- Yu S H, Gao W L, Xiao D X, et al. 2016. Observational facts regarding the joint activities of the southwest vortex and plateau vortex after its departure from the Tibetan Plateau [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 33(1): 34-46. doi:10.1007/s00376-015-5039-1
- 岳俊, 李国平. 2016. 应用拉格朗日方法研究四川盆地暴雨的水汽来源 [J]. 热带气象学报, 32(2): 256-264. Yue Jun, Li Guoping. 2016. Study on the moisture source of rainstorms in Sichuan basin by the Lagrangian method [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 32(2): 256-264. doi: 10.16032 / j. issn. 1004-4965.2016. 02.012
- 周国兵, 沈桐立, 韩余. 2006. 台风对西南低涡影响的数值模拟与诊断个例分析 [J]. 气象科学, 26(6): 620-626. Zhou Guobing, Shen Tongli, Han Yu. A numerical simulation and diagnoses case analysis of typhoon affect on southwest vortex [J]. Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese), 26(6): 620-626. doi:10.3969/j.issn.1009-0827. 2006.06.005
- 周春花, 顾清源, 何光碧. 2009. 高原涡与西南涡相互作用暴雨天气过程的诊断分析 [J]. 气象科技, 37(5): 538-544. Zhou Chunhua, Gu Qingyuan, He Guangbi. 2009. Diagnostic analysis of vorticity in a heavy rain event under interaction of Plateau vortex and Southwest vortex [J]. Meteorological Science and Technology (in Chinese), 37(5): 538-544. doi:10.3969/j.issn.1671-6345.2009.05.006
- 赵思雄, 傅慎明. 2007. 2004年9月川渝大暴雨期间西南低涡结构及其环境场的分析 [J]. 大气科学, 31(6): 1059-1075. Zhao Sixiong, Fu Shenming. 2007. An analysis on the southwest vortex and its environment fields during heavy rainfall in eastern Sichuan Province and Chongqing in September 2004 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31(6): 1059-1075. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2007.06.03
- 赵玉春, 王叶红. 2010. 高原涡诱发西南涡特大暴雨成因的个例研究 [J]. 高原气象, 29(4): 819-831. Zhao Yuchun, Wang Yehong. 2010. A case study on Plateau vortex inducing Southwest vortex and producing extremely heavy rain [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 29(4): 819-831. doi:10.16082/j.cnki.issn.1001-4578.2016. 01.017
- 周冠博, 高守亭. 2014. 二阶位涡在暴雨预报中的应用 [J]. 暴雨灾害, 33(4): 320-324. Zhou Guanbo, Gao Shouting. 2014. The application of second order potential vorticity in the forecast of rainstorm [J]. Torrential Rain and Disasters (in Chinese), 33(4): 320-324. doi:10.3969/j.issn.1004-9045.2014.04.003
- 周淼, 刘黎平, 王红艳. 2014. 一次高原涡和西南涡作用下强降水的回波结构和演变分析 [J]. 气象学报, 72(3): 554-569. Zhou Miao, Liu Liping, Wang Hongyan. 2014. Analysis of the echo structure and its evolution as shown in a severe precipitation event caused by the Plateau vortex and the Southwest vortex [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 72(3): 554-569. doi:10.11676/qxxb2014.029