

李娟, 孙建华, 张元春, 等. 2016. 四川盆地西部与东部持续性暴雨过程的对比分析[J]. 高原气象, 35(1): 64–76. Li Juan, Sun Jianhua, Zhang Yuanchun, et al. 2016. Comparative analysis of persistent heavy rainfall events in west and east Sichuan basin[J]. Plateau Meteorology, 35(1): 64–76. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2014.00150.

四川盆地西部与东部持续性暴雨过程的对比分析

李 娟^{1, 2}, 孙建华^{1, 2}, 张元春², 沈新勇¹

(1. 南京信息工程大学 气象灾害预报预警与评估协同创新中心/气象灾害教育部重点实验室, 南京 210044;

2. 中国科学院大气物理研究所 云降水物理与强风暴重点实验室, 北京 100029)

摘要: 利用常规观测资料、风云卫星资料和NCEP再分析资料等, 探讨了四川盆地的盆西暴雨个例(2013年7月)和盆东暴雨个例(2007年7月)发生的环流背景条件、冷空气和水汽来源、高原对流和西南涡的特征及差异。结果表明: 盆西与盆东暴雨过程相比, 盆西暴雨200 hPa急流位置更偏北, 西风槽位置偏西, 副热带高压的位置偏北、强度偏强, 西南涡位置也较偏西南; 盆西暴雨过程对流层中层有来自青藏高原以西的中亚地区和青藏高原西部的冷空气, 低层水汽输送以来自孟加拉湾的西南气流为主, 盆东暴雨过程对流层中层只在前期有来自中高纬度的冷空气, 中后期在对流层中层无中高纬度地区冷空气影响, 主要以来自孟加拉湾和青藏高原南侧的偏西气流为主, 低层水汽输送以来自南海的东南气流为主; 盆西和盆东暴雨过程的对流活动都有明显的日变化, 对流下午在川西高原发展, 后半夜至早晨在盆地发展, 区别在于盆西暴雨过程有川西高原对流东移与盆地对流合并发展的过程, 而盆东暴雨过程中川西高原对流在东移过程中减弱, 无与盆东对流合并发展的过程。

关键词: 持续性暴雨; 多尺度特征; 水汽输送; 高原对流; 西南涡

文章编号: 1000-0534(2016)01-0064-13 **中图分类号:** P466 **文献标志码:** A

DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2014.00150

1 引言

四川盆地的暴雨过程一直是中国学者研究的重点, 主要包括暴雨过程的统计研究和个例研究。郁淑华(1984)对1959–1982年四川盆地大暴雨过程的统计研究表明, 暴雨落区多位于盆地西部和盆地东部, 并通过合成分析对两类暴雨发生的大尺度环流背景进行了对比研究。蒋兴文等(2007)也对两类暴雨发生的大尺度环流背景进行了对比研究, 指出当南亚高压偏北偏东, 西太平洋副热带高压偏北偏西时, 盆地易出现西涝东旱, 而当南亚高压偏南偏西, 西太平洋副热带高压偏南偏东, 盆地易出现西旱东涝。

近年来, 随着观测资料时空分辨率的提高, 一些学者通过分析典型暴雨个例来对盆地东部和盆地西部两类暴雨的发生机理进行研究(丁治英等, 1996; 葛晶晶等, 2012; 于波等, 2008), 还

有一些研究着眼于西南低涡影响和地形作用(陈忠明和闵文彬, 2000; 陈栋等, 2007; 傅慎明等, 2011), 发现四川盆地中有两个降雨中心, 一个位于盆地西南部(105°E以西), 另一个位于盆地东北部(105°E以东), 分别对应郁淑华(1984)提出的盆西型和盆东型暴雨中心。西南低涡是四川盆地大暴雨的主要制造者之一, 陈忠明和闵文彬(2000)研究了西南低涡的气候特征, 西南低涡夏季出现最多, 在夜间生成的几率比白天高一倍多; 大多数低涡在源地减弱消亡, 移动类西南低涡仅占低涡总数的五分之一。何光碧(2006)和段海霞等(2008)研究指出, 与青藏高原地形相关的边界层风场的动力、热力作用是西南低涡暴雨产生的一个重要原因。此外, 东移的高原涡对四川暴雨的形成也有重要的作用(罗四维等, 1993; 陈忠明等, 2004; 郁淑华, 2006; 郁淑华等, 2015)。陈忠明等(2004)研究了高原低涡与西南低涡的耦合

收稿日期: 2014-05-04; 定稿日期: 2014-12-19

资助项目: 国家重点基础研究规划项目(2012CB417201, 2013CB430103); 国家自然科学基金项目(41205027, 41375058)

作者简介: 李娟(1990-), 女, 甘肃天水人, 硕士研究生, 主要从事中尺度天气分析和模拟研究. E-mail: lijuannan@163.com

通讯作者: 沈新勇. E-mail: shenxy@nust.edu.cn

作用, 及其引发西南低涡强烈发展的过程。青藏高原作为我国地形的第一台阶, 研究表明其对流东移对四川盆地的夜雨和西南涡的形成有重要作用(傅慎明等, 2011; Fu et al., 2010), 高原系统的东移可能会影响下游四川盆地和梅雨锋上的对流活动(张小玲等, 2004; Wang et al., 2005; Yasunqri and Miwa, 2006; Zhang et al., 2014)。

持续性暴雨过程是造成严重洪涝的主要原因, 例如, 1998年长江洪涝、2003年和2007年江淮流域洪涝等, 而其中频繁发生的中尺度对流和涡旋是直接造成暴雨的主要系统(丁一汇, 1993; 陶诗言等, 2001; 赵思雄等, 2004), 李跃清(1996, 2000)指出, 1998年夏季成都边界层风场东北风出现时间多, 持续时间长, 相应长江上游雨日多, 降水时段长, 暴雨频繁。然而, 对此类中尺度系统频发的背景条件及其本身的动力、热力特征认识还不清楚。虽然四川盆地也经常发生持续性暴雨过程, 例如1981年7月9—14日、2008年9月22—27日和2013年7月的几次暴雨过程, 但对四川盆地的持续性暴雨过程关注较少, 尤其是对盆东和盆西两类暴雨多尺度天气系统的配置以及对比研究涉及较少。四川盆地的持续性暴雨涉及一系列的科学问题, 包括影响两类暴雨的中尺度系统(如高原涡、西南涡)的差异, 盆地东西部地形差异对暴雨发生的影响, 两类暴雨的日变化差异等诸多方面。因此, 本文选取2013年7月7—11日盆地西部和2007年7月2—6日盆地东部的两次持续性暴雨过程进行研究, 针对这两次暴雨过程的多尺度系统配置、水汽来源和青藏高原对流系统影响等开展对比研究, 从而对盆西和盆东两类暴雨开展系统、深入的对比研究, 不仅有较高的理论价值, 而且对实际预报有一定的参考意义。

2 资料与方法

所用的资料包括: 中国气象局提供的全国逐时加密降水资料、6 h降雨量、自动站与CMORPH卫星数据(Climate Prediction Center Morphing)融合1 h降水资料($0.1^\circ \times 0.1^\circ$)、常规探空资料、FY-2E气象卫星的亮温资料, 以及NCEP FNL全球 $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料(时间间隔为6 h)。

在分析暴雨过程的水汽来源时采用了美国NOAA(National Oceanic and Atmospheric Administration)空气资源实验室开发的轨迹模式HYSPLIT(Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajec-

tory Model)Version 4. 9(Draxler and Hess, 1998), 该模式平流和扩散计算采用拉格朗日方法, 在垂直方向被内插到地形追随坐标系统, 考虑了地形的影响, 通常用于跟踪气流所携带的粒子的运动轨迹。因此, 本文采用HYSPLIT研究暴雨过程的水汽来源, 模拟区域选取强降水区域(2013年盆西个例选取范围为 $27^\circ\text{N} - 32^\circ\text{N}$ 、 $102^\circ\text{E} - 107^\circ\text{E}$, 2007年盆东个例为 $28^\circ\text{N} - 32^\circ\text{N}$ 、 $104^\circ\text{E} - 110^\circ\text{E}$, 水平分辨率均为 $1^\circ \times 1^\circ$), 垂直方向上选取500 m、1000 m、3000 m、5000 m 4个高度层次作为初始高度, 整个追踪空间的轨迹初始点为盆西个例84个、盆东个例60个, 分别从最强降雨时段开始的2个时次, 即2013年7月8日12:00(世界时, 下同)和9日12:00、2007年7月4日12:00和5日12:00计算后向积分96 h的三维运动轨迹。

3 两次暴雨过程的环流背景对比

2013年盆地西部持续性暴雨发生在7月7日12:00至11日00:00, 强降雨中心位于成都市都江堰、德阳等地境内, 过程最大雨量超过1000 mm(图1a), 最强降水过程发生在8日12:00至9日12:00(图2a), 都江堰本站24 h雨量达415.9 mm, 打破本站历史极值。都江堰幸福镇8日19:00 1 h雨量为125.3 mm, 德阳川心店地震遗址8日11:00 1 h雨量为91.7 mm, 安县小坝齐心村8日09:00 1 h雨量为91.4 mm。2007年盆地东部持续性暴雨发生在7月2日12:00至6日12:00, 降雨中心在四川盆地东北地区, 最强降雨中心位于巴中市境内, 过程最大雨量超过500 mm(图1b)。降雨主要出现在2日12:00至3日00:00和4日12:00至5日12:00(图2b)。从图3也可以看出, 对流活动有明显的日变化, 对流下午在川西高原发展, 后半夜到早晨在盆地发展, 与日变化的统计结果一致(Zhang et al., 2014; Yu et al., 2007; Bao et al., 2011)。

2013年7月7日00:00至10日18:00的平均环流(图3a), 200 hPa高空急流在东亚地区位于 40°N 以北。500 hPa中纬度槽在 $80^\circ\text{E} - 90^\circ\text{E}$, 青藏高原上有小槽扰动发展东移至盆地西部。副热带高压脊线北抬至 30°N 附近, 5860 gpm等高线已经西伸到 110°E , 盆地处于中纬度西风槽的槽前和副热带高压之间。低纬孟加拉湾低槽槽前西南气流经中南半岛将水汽向大陆输送。副热带高压西侧的西南低空急流可到达 35°N 以北, 有利于水汽输送, 在四川盆地西部整层可降雨量(PWAT)有一个

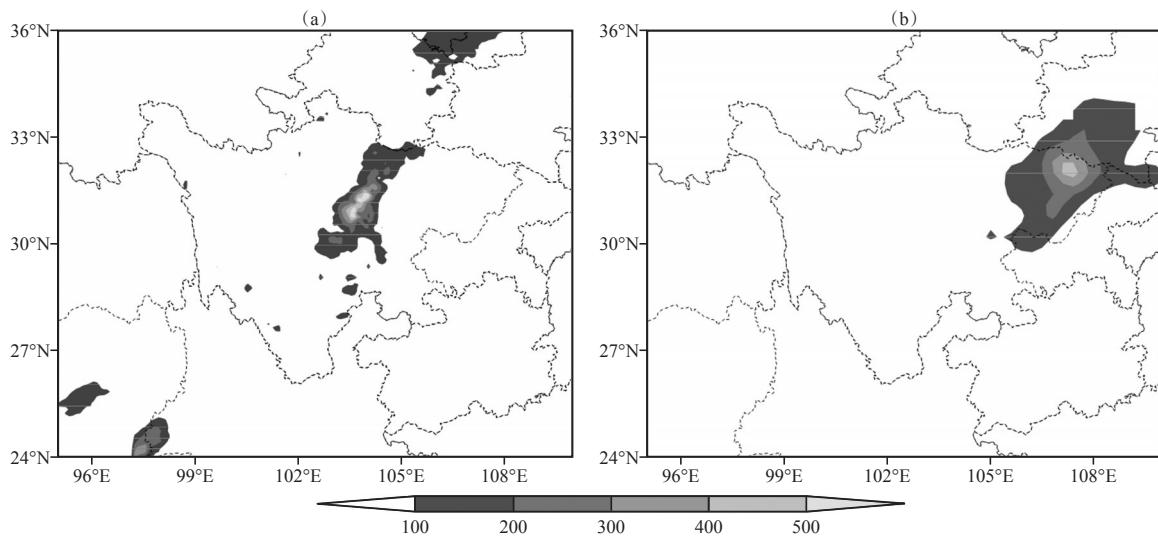


图1 两次持续性降雨过程的累积降雨量分布(单位: mm)

(a) 2013年7月7日12:00至11日00:00, (b) 2007年7月2日12:00至6日12:00

Fig. 1 The observed total precipitation amount of two persistent events. Unit: mm. (a) from 12:00 on 7 to 00:00 on 11 July 2013, (b) from 12:00 on 2 to 12:00 on 6 July 2007

较强中心,为55 mm以上。而四川盆地周围的PWAT却较小。由于高空急流和副热带高压的位置偏北,这段时间没有出现江淮梅雨。

2013年盆西暴雨过程中,7日12:00左右开始降水,最强的降水时段出现在8日12:00至9日12:00。降水初期,高纬以平直西风带为主,高原上有小扰动发展、东移,而低层由于副热带高压西侧伸使盆地以东的暖湿气流加强(图略)。8日12:00,

从巴尔喀什湖移来的槽到达新疆境内,其底部分裂小槽东移南下,与高原上的小扰动合并加强在高原东北部发展形成高原低涡,其判断标准参照高文良等(2007)和郁淑华(2002)提出的500 hPa高度场有闭合低值中心或有3个站风向呈气旋式环流的低涡(图3b),高原涡逐渐东移出高原影响盆地西部。低层孟加拉湾西南暖湿气流和副热带高压外围西南气流进入川东后,转为东南风进入盆地

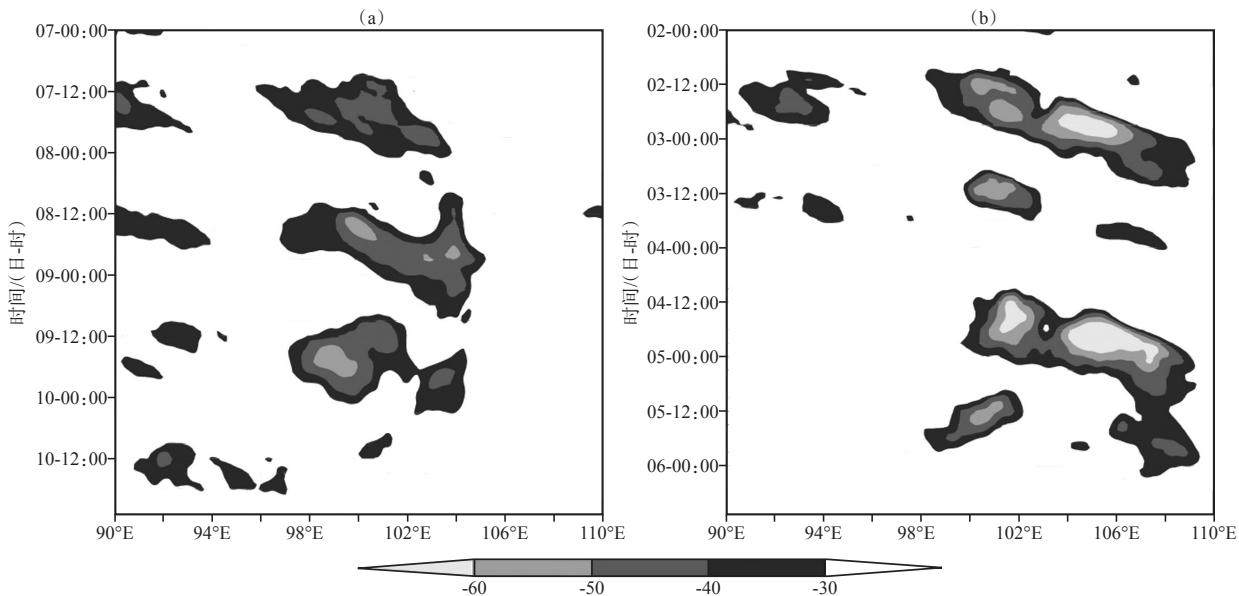


图2 28°N–33°N纬带平均的TBB经度–时间剖面(单位: °C)

(a) 2013年7月7日00:00至11日00:00, (b) 2007年7月2日00:00至6日12:00

Fig. 2 Longitude-time sections of TBB averaged 28°N–33°N. Unit: °C. (a) from 00:00 on 7 to 00:00 on 11 July 2013, (b) from 00:00 on 2 to 12:00 on 6 July 2007

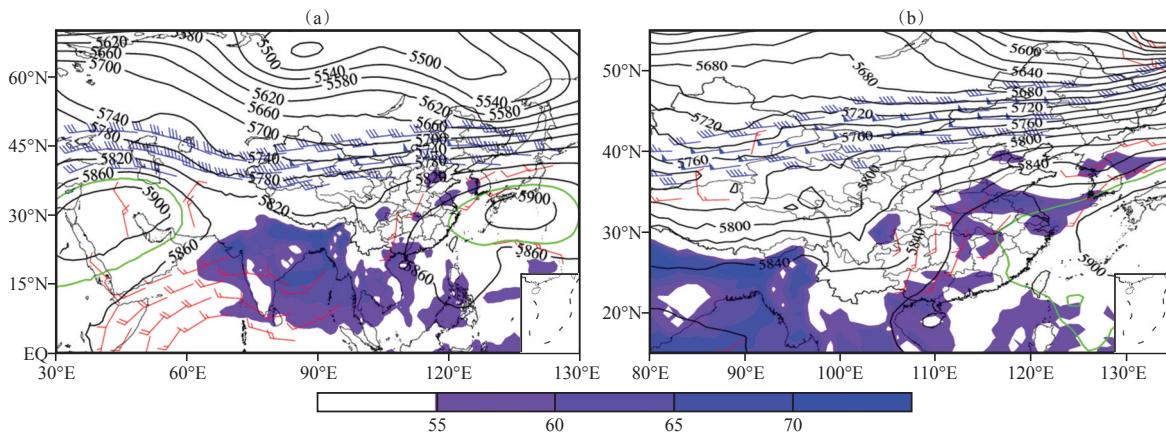


图3 2013年7月7日00:00至10日18:00 (a) 及7月8日12:00 (b) 两次个例的合成环流分布
彩色区: 整层可降水量 $> 55 \text{ mm}$, 蓝色风羽: 200 hPa高空急流(风速 $\geq 40 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$), 红色风羽: 850 hPa低空急流
(风速 $\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$), 粗等值线: 500 hPa等高线(单位: gpm), 绿色实线: 5880 gpm线

Fig. 3 The composite synoptic weather pattern for the event from 00:00 on 7 to 18:00 on 10 (a) and at 12:00 on 8 (b)
July 2013. The color areas are precipitable water $\geq 55 \text{ mm}$. The blue barbs are wind speed $\geq 40 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ on 200 hPa
(full barb: $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) and red barbs represents wind speed exceeding $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ on 850 hPa (full barb: $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$).
Thick contour are 500 hPa geopotential height (unit: gpm), green solid line is 5880 gpm line

西部, PWAT 的大值中心正好位于偏东风急流的西侧。9 日 12:00 以后(图略), 主要影响系统为青藏高原上生成的小槽及云贵高原与盆地交界处的低槽, 降水强度减弱。

2007 年盆东暴雨过程的平均环流场显示(图 4a), 200 hPa 高空急流在东亚地区位于 35°N 以北, 500 hPa 巴尔喀什湖低涡冷槽底部可分离出小槽东移至青藏高原, 并在高原东北部发展后东移至盆地东部。副热带高压显著西伸, 可直接将来自南方的水汽输送至川东。低纬来自孟加拉湾的水汽向南海输送, 与副热带高压西南侧偏南水汽汇合后进入盆地东部。此外, 这段时间我国主雨带位于淮河流域(赵思雄等, 2007; 徐广阔等,

2009), 出现了较强降雨过程, 即此次盆地东部的强降雨与淮河梅雨同时出现, 而 2013 年盆西暴雨过程在江淮流域没有梅雨过程。

盆东暴雨个例的大范围强降水从 2 日 12:00 左右开始, 青藏高原北部的小槽发展加强后移至四川东北部, 副热带高压西伸, 有利于偏南暖湿气流到达川东(图略)。海口以南约 180 km 有热带低气压向西移动, 加强了副热带高压西侧的水汽输送。4 日 12:00 开始(图 4b), 中纬度小槽在高原上加强发展, 并东移至川东北地区。同时受西伸副热带高压的影响, 四川东北部的小槽滞留较长时间, 低纬度地区副热带高压西南侧热带风暴“桃芝”登陆海南岛, 偏南暖湿气流向内陆的输送加

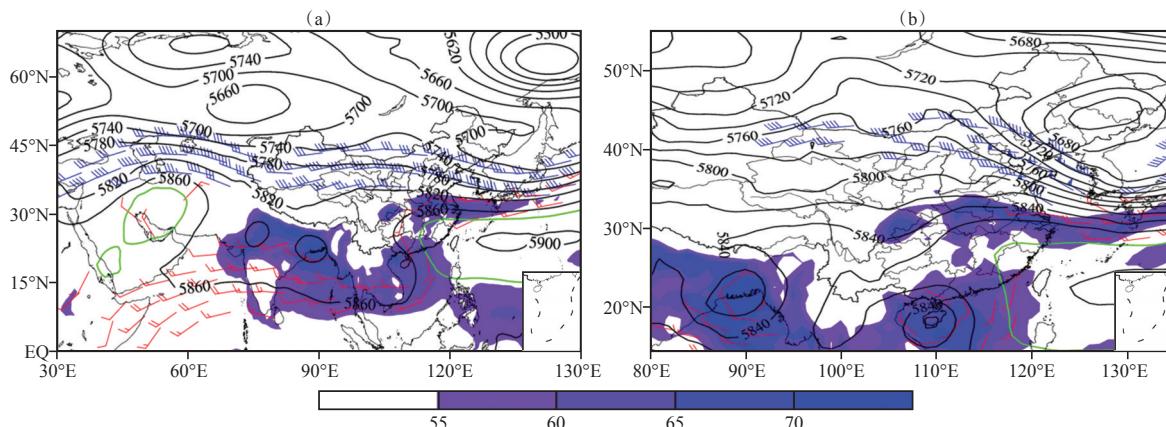


图4 2007年7月2日06:00至6日12:00 (a) 及7月4日12:00 (b) 合成环流分布
其余说明同图3

Fig. 4 The composite synoptic weather pattern for the event from 06:00 on 2 to 12:00 on 6 (a) and at
12:00 on 4 (b) July 2007. Others are the same as Fig. 3

强，盆地东部新一轮强降水开始。5日12:00以后，副热带高压继续西伸使四川盆地受副热带高压控制，降水随之减弱结束。

通过对两次过程的对比分析，2013年盆两个例发生在“空梅”的环流背景下，而2007年盆东暴雨过程发生在典型梅雨环流背景下。盆西暴雨个例的高空急流位置偏北，副热带高压位置偏北，西风槽位于盆地内偏西，槽区范围大，西北—东南向的槽线一直从川西高原东北部延伸至云贵高原与四川交界处。盆东暴雨个例，副热带高压西南侧有热带风暴，西风槽位置偏东，槽区范围较小。

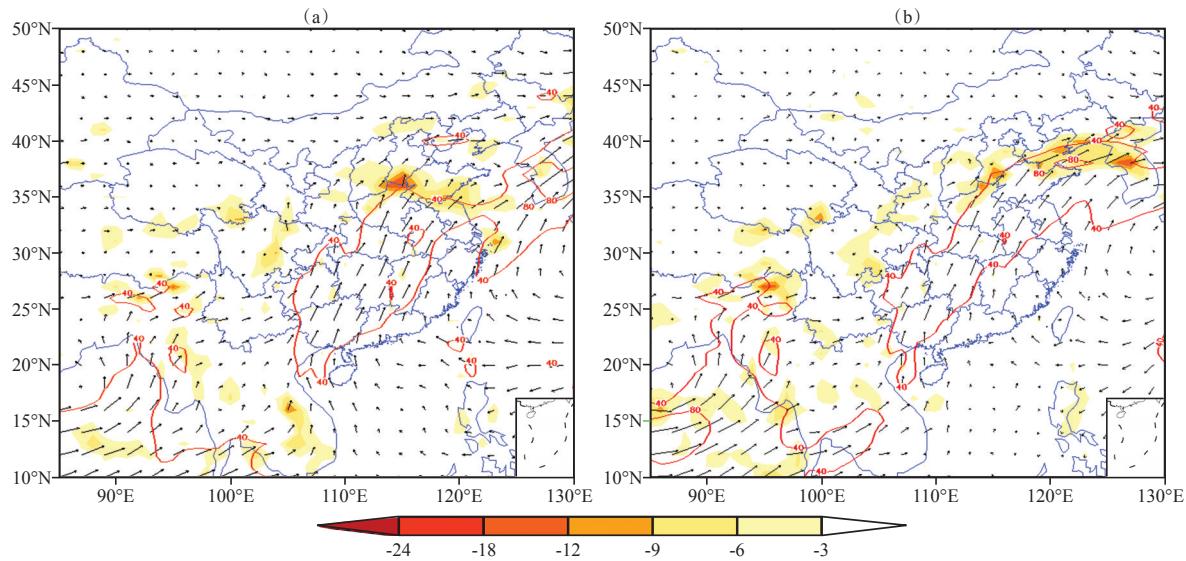


图5 2013年7月8—9日地面~300 hPa水汽通量(黑色矢量箭头, 单位: $10^{-2} \text{kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$)及其散度(彩色区, 单位: $10^{-7} \text{kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$)分布
(a) 8日12:00, (b) 9日12:00, 红色实线为水汽通量 $\geq 40 \times 10^{-2} \text{kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$

Fig. 5 The distribution of moisture flux (vector, unit: $10^{-2} \text{kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$) and its divergence (color shaded, unit: $10^{-7} \text{kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$) integrated from surface to 300 hPa at 12:00 on 8 (a) and at 12:00 on 9 (b) July 2013.
Red solid line is the integrated moisture flux with the values $\geq 40 \times 10^{-2} \text{kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$

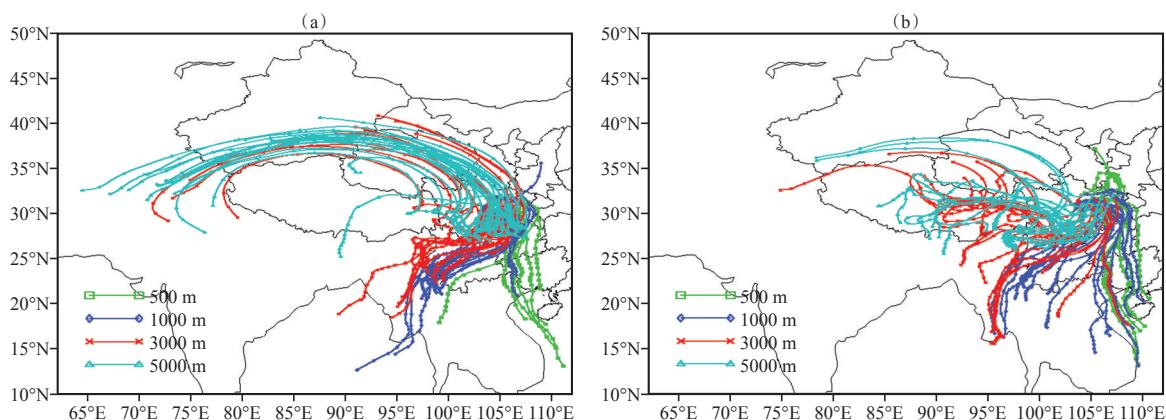


图6 Hysplit轨迹模式模拟的2013年7月8—9日暴雨区质点后向追踪轨迹(向后积分96 h)
(a) 8日12:00, (b) 9日12:00

Fig. 6 The backward trajectories for 96 h moisture from Hysplit model at 12:00 on 8 (a) and at 12:00 on 9 (b) July 2013

4 冷空气和水汽来源对比分析

由于暴雨持续性过程中的环流形势稳定，因此，盆西暴雨个例以8日12:00至9日12:00为例进行冷空气、水汽源地和输送过程分析。由水汽通量散度分析可知，暴雨发生前，孟加拉湾西南气流在西藏、云南、四川交界处形成强水汽辐合区，随后由西南风将水汽输送至盆地西部。8日12:00盆地西部为强水汽辐合区，9日12:00强水汽辐合区位于盆地的东南(图5)。利用HYSPLIT模式对此次暴雨过程的水汽和冷空气来源进行了追踪(图6)。8日12:00的96 h后向追踪结果表

明, 5 km、3 km高度质点大部分起源于青藏高原西侧的巴基斯坦和阿富汗, 沿青藏高原北侧绕过高原后, 东移南下经川西高原进入盆地西部, 前面已经指出此时小槽移至高原与盆地交界处, 在轨迹后向追踪中表现为进入盆地后发生气旋性切变。3 km高度的空气质点有部分来自中南半岛。而1 km、0.5 km高度轨迹主要有两条路径, 一条为从孟加拉湾来的西南路径, 对应从孟加拉湾低槽前西南风的水汽输送(图3b); 另一条为偏南路径, 水汽来源为中南半岛和南海, 进入盆地东部后转为东南风到达盆地西部。此次过程3 km以下

的西南、偏南气流是盆地西部暴雨的主要水汽来源, 而5 km高度主要是从高原移来冷空气到达盆地西部。

以4—5日为例分析盆东暴雨个例的冷空气、水汽源地和输送过程。4日12:00中国东部有3个强水汽辐合中心, 分别位于江淮流域、四川盆地和两广沿海地区。来自孟加拉湾西南风在南海附近受热带气旋影响转为东南、偏南气流后向大陆输送水汽(图7)。后向轨迹追踪显示, 2—3日在5 km、3 km高度有来自中高纬度的西北路径气流进入川东(图略), 与巴尔喀什湖冷涡底部分裂出

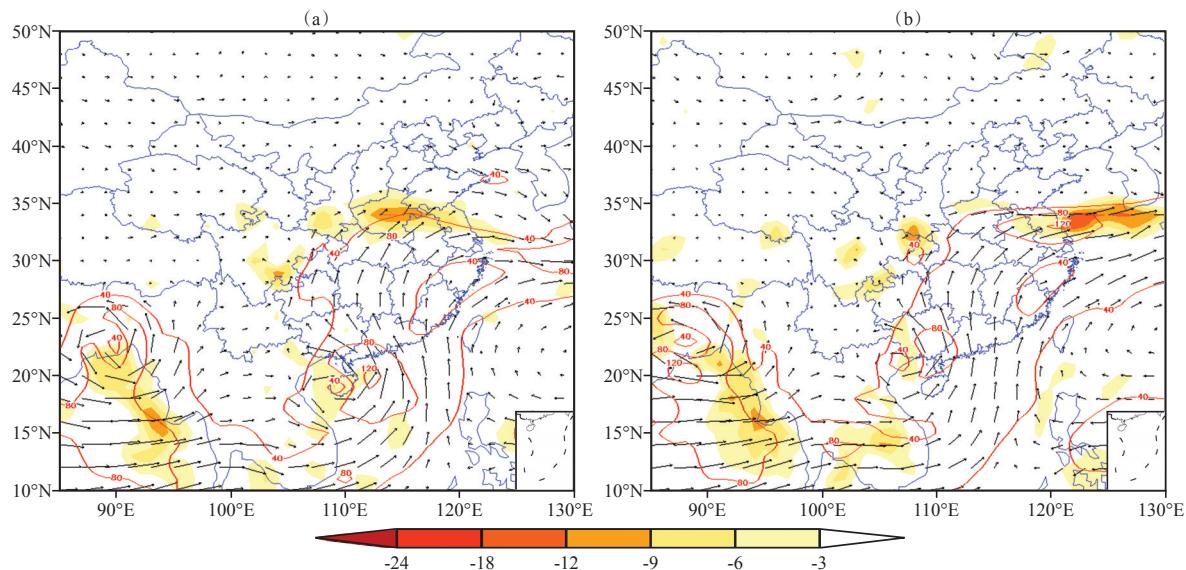


图7 2007年7月4—5日地面~300 hPa水汽通量(黑色矢量箭头, 单位: $10^{-2} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$)及其散度

(彩色区, 单位: $10^{-7} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$)分布

(a) 4日12:00, (b) 5日12:00, 红色实线为水汽通量 $\geq 40 \times 10^{-2} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$

Fig. 7 The distribution of moisture flux (vector, unit: $10^{-2} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$) and its divergence (color shaded, unit: $10^{-7} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$) integrated from surface to 300 hPa at 12:00 on 4 (a) and at 12:00 on 5 (b) July 2007.

Red solid line is the integrated moisture flux with the values $\geq 40 \times 10^{-2} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$

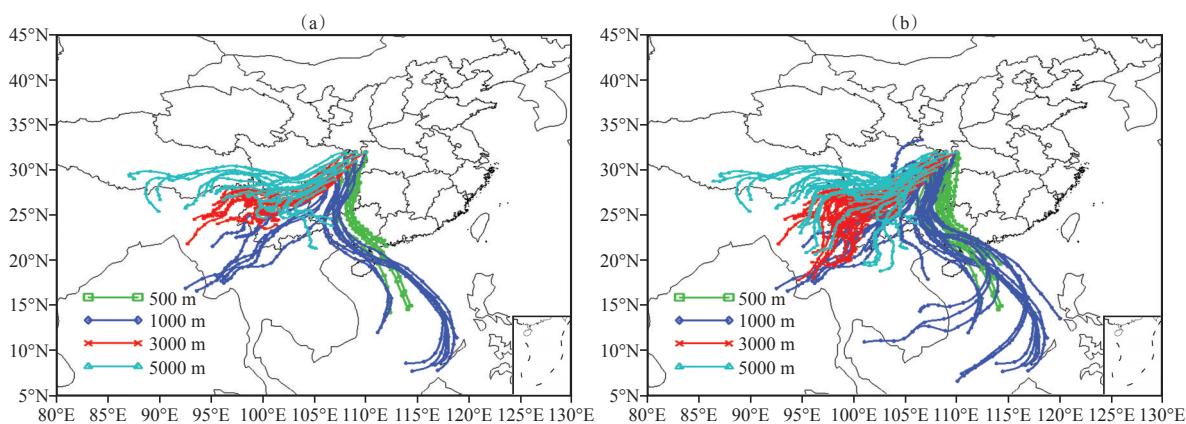


图8 Hysplit轨迹模式模拟的2007年7月4—5日暴雨区质点后向追踪轨迹(向后积分96 h)

(a) 4日12:00, (b) 5日12:00

Fig. 8 The backward trajectories for 96 h moisture from Hysplit model at 12:00 on 4 (a) and at 12:00 on 5 (b) July 2007

的小槽东移南下到川东有关(图略)。4日12:00以后(图8),5 km高度质点以来自30°N以南的西南偏西路径为主,与中层孟加拉湾低压槽有关,还有部分来自青藏高原南侧。3 km气流都是来自孟

加拉湾经缅甸、云贵高原进入四川盆地。1 km、0.5 km高度质点轨迹主要以孟加拉湾西南气流到南海附近的副热带高压西南侧后,在热带气旋影响下转为强偏南风为主,还有一部分从孟加拉湾

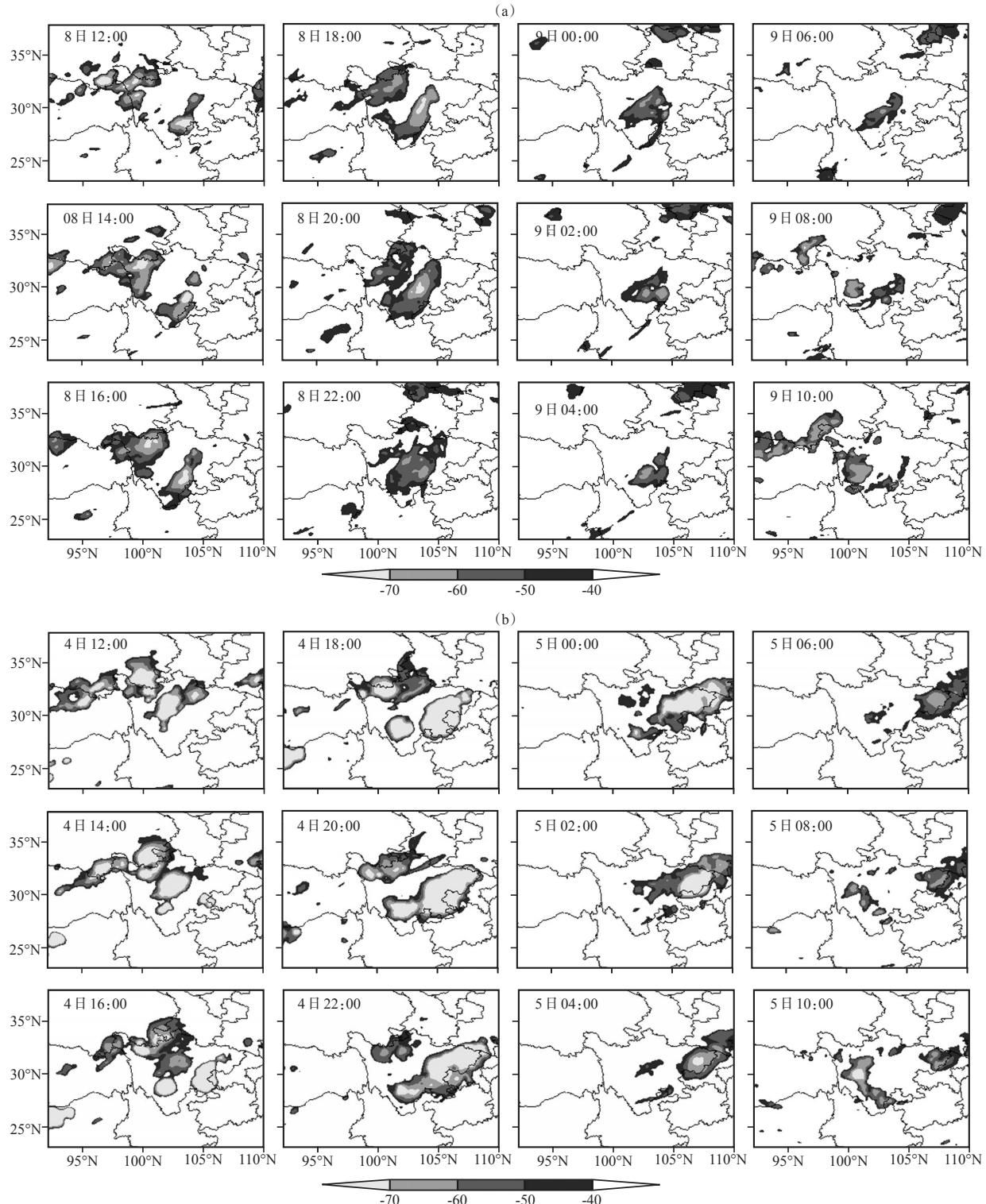


图9 两次个例中每2 h的TBB演变(单位: °C)

(a) 2013年7月8日12:00至9日10:00, (b) 2007年7月4日12:00至5日10:00

Fig. 9 The evolution of 2-hourly TBB from 12:00 on 8 to 10:00 on 9 July

2013 (a) and from 12:00 on 4 to 10:00 on 5 July 2007 (b). Unit: °C

而来的西南气流直接从中南半岛、云贵高原进入四川盆地。

对比两次过程的轨迹分析, 2013年个例暴雨区的5 km和3 km质点主要来自青藏高原的西北侧, 1 km、0.5 km高度的水汽输送以来自孟加拉湾的西南路径为主; 2007年个例只在初期中层有来自西北的气流, 中后期5 km和3 km质点主要来自孟加拉湾和青藏高原南侧, 低层水汽输送以来自南海的东南气流为主。

5 中尺度对流系统和西南涡

一些研究表明青藏高原的对流云发生在傍晚至夜晚初期, 四川盆地附近对流多发生在午夜, 并且至下游地区对流发生的时刻具有明显的位相滞后特征, 并指出高原东部对流云的日变化特征可能与高原上的对流云系东移有关(Yasunari et al., 2006; Wang et al., 2004)。傅慎明等(2011)研究认为, 青藏高原东移对流系统影响下游地区降水主要存在4种方式: 高原上的动力辐合中心伴随高原对流系统东移; 高原对流系统移出高原后在四川盆地引发稳定少动的西南低涡, 主要影响地区为四川和重庆, 造成强度较大的暴雨; 高原东移对流系统在四川盆地触发西南低涡, 西南低涡生成后东移; 对流系统东移出青藏高原后直接影响下游地区。其中第2种方式最容易在四川盆地产生持续性暴雨过程。杨康权等(2013)通过四川盆地西部一次大暴雨过程的中尺度特征分析指出, 盆地西部区域性暴雨天气过程是由 β 中尺度云团

合并、加强所生成的 α 中尺度对流系统造成的。

陶诗言等(1980)认为西南低涡是造成中国夏半年暴雨的主要原因之一, 尤其是西南地区。有研究认为四川盆地所处特殊地形和一定的环流形势导致了西南低涡的形成(李国平等, 1991); 也有研究认为孟加拉湾的水汽输送与西南涡的形成密切相关, 当西南涡停滞在源地时会引发川渝暴雨, 而发展东移则可能引起我国东部地区较大范围的降水, 如1981年7月中旬一个西南低涡发生、发展与长时间的滞留导致了四川盆地发生100年不遇的大洪水(赵思雄等, 2007); 1998年夏季长江流域出现的洪涝灾害与西南涡的发生、发展密切相关(Yasunari et al., 2006)。

盆西暴雨仍以2013年7月8—9日为例分析对流系统的演变和西南涡的生成发展。7日从川西高原移至盆地西部的对流系统在8日06:00左右已减弱, 而在高原东部小槽的影响下对流云团在08:00重新生成发展(图略), 12:00伴随高空200 hPa辐散西风气流和500 hPa高原小槽前西南偏西气流东移至川西高原(图9a), 此时500 hPa高度场95°E—100°E, 33°N—35°N高原涡已出现(图3b), 盆地西南部也有范围较小的强对流云团生成, 对应500 hPa云贵高原与盆地南部交界处稳定的小槽。18:00随着高原上空辐散中心、高原涡的东移与盆地内中层正涡度区(图10a)、低层850 hPa辐合中心的配合(图略), 强对流活动在盆地西部发展, 盆地内正涡度区的水平、垂直范围均加强, 西南涡形成。21:00川西高原对流系统已东移至盆地西部,

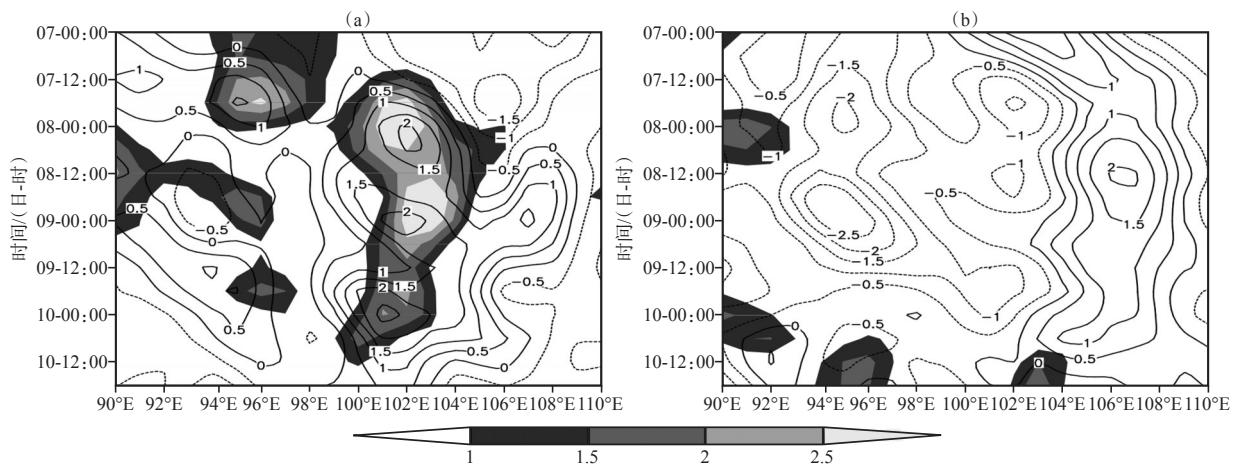


图10 28°N—33°N平均的200 hPa散度(阴影区, 单位: 10^{-5} s^{-1})、500 hPa涡度(等值线, 单位: 10^{-5} s^{-1})的时间—纬度剖面
(a) 2013年7月7日00:00至11日00:00, (b) 2007年7月2日00:00至6日00:00

Fig. 10 Time-latitude cross-section of 200 hPa divergence (the shaded, unit: 10^{-5} s^{-1}), 500 hPa vorticity (contour, unit: 10^{-5} s^{-1}) averaged 28°N—33°N. (a) from 00:00 on 7 to 00:00 on 11 July 2013, (b) from 00:00 on 2 to 00:00 on 6 July 2007

与盆地西南部对流系统合并形成大范围强对流系统(图9a)。9日00:00, 850 hPa探空风场上西南涡位于贵州西部(图11a), 低压气旋使西南低空急流进入川东后为强东南风, 进入川西后为弱偏东风, 此后, 川西的偏东风逐渐增强, 盆地西部为风场、水汽辐合区, 有利于强降水的发生。

9日对流系统有所减弱, 08:00开始高原东部又有强对流系统生成, 并逐渐加强东移, 盆地西部高层辐散、低层辐合中心的配合, 一直维持有对流云团(图9a和图10a)。18:00高原东侧对流系统进入川西高原, 但由于高空辐散中心已在川西高原减弱, 引导气流减弱使其并未进入盆地西部, 此后, 降水强度开始减弱。20:00以后, 川西高原、盆地西部对流系统逐渐减弱, 高层辐散、低层辐合随之减弱。10日开始, 850 hPa探空风场(图略)进入盆地西部偏南风减弱, 川东偏南风向东、西方向辐散, 风场辐合区逐渐消失, 地面气旋性涡旋减弱, 辐合中心东移至重庆, 盆地西部以偏北风为主, 来自高原的西风也增大, 冷空气强。此次降雨过程全部结束。

在盆西暴雨个例中, 西风带西北—东南向槽线由川西高原延伸至云贵高原与四川交界处, 盆

地对流系统位于西风带槽前, 强高原对流系统出现在500 hPa西风带槽区附近, 850 hPa西南涡位置偏南, 与500 hPa西风带槽位置有较好的对应。高空引导气流较弱, 没有继续东移, 同时西太平洋副热带高压西伸后稳定维持(图3a), 使得西南低涡稳定维持在盆地西部, 配合充足的水汽输送, 引发大暴雨。

盆东暴雨个例以4—5日降水过程为例分析对流系统的演变和西南涡的生成发展。4日开始, 强对流系统伴随200 hPa辐散中心、500 hPa高原小槽东移(图10b)盆地东部中低层正涡度中心(图10b)有强上升运动, 4日12:00, 对流在四川和青海交界的高原上发展(图9b), 川西高原200 hPa为辐散中心, 500 hPa为负涡度区, 有下沉气流, 而盆地内高层为辐合中心, 中层为正涡度区(图10b)对应强上升气流, 对流在盆地内加强发展。随后, 虽然高原东北部对流系统东移至川西高原和盆地西部的过程中强度逐渐减弱(图9b), 但其东移与盆地东部从下至上辐合中心与正涡度区的维持配合, 仍使得盆地东部对流系统加强, 于4日18:00触发稳定少动的西南涡。结合850 hPa探空风场(图11c、d), 此次过程的西南涡中心比盆西暴雨

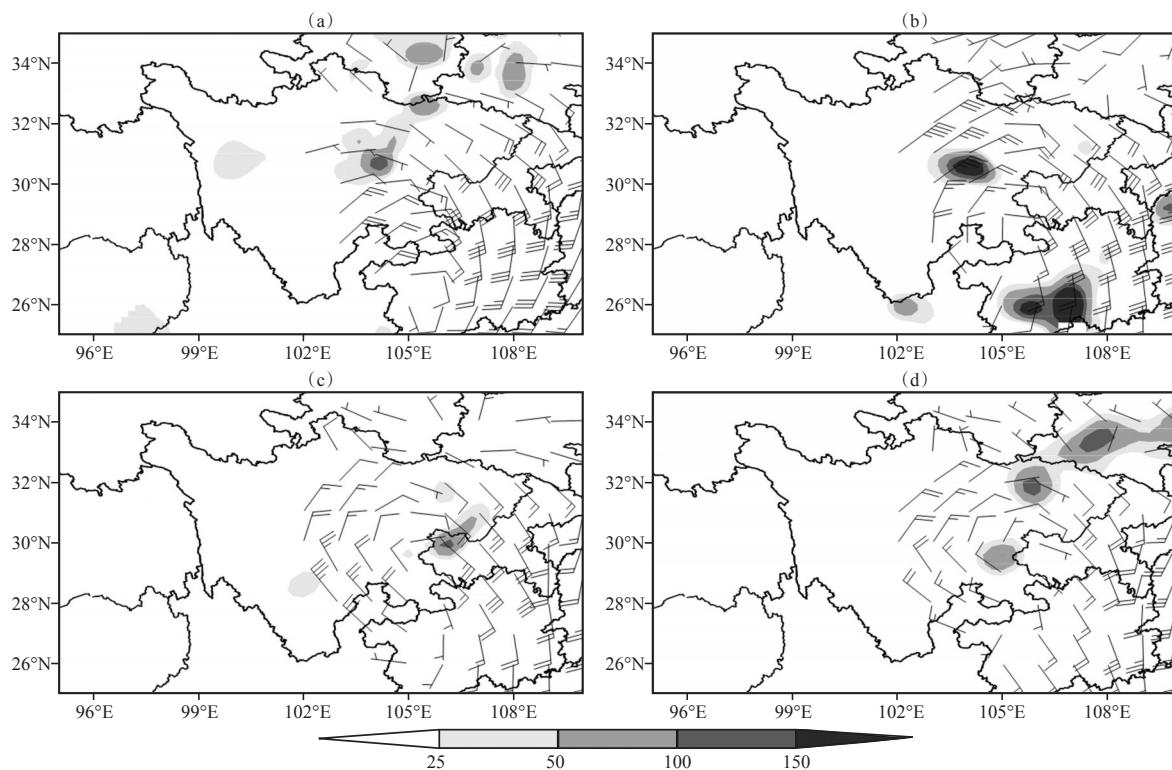


图11 2013年7月8日(a)、9日(b)和2007年7月4日(c)、5日(d)12:00 850 hPa探空风场(风羽, 单位: $m \cdot s^{-1}$)和之后12 h降水量(阴影区, 单位: mm)分布

Fig. 11 The distribution of 850 hPa sounding wind field (barb, unit: $m \cdot s^{-1}$) and 12 hours precipitation after the display time (the shaded, unit: mm) at 12:00 on 8 (a), 9 (b) July 2013 and at 12:00 on 4 (c), 5 (d) July 2007

个例偏东偏北约200 km, 5日00:00进入盆地东部的西南风加强, 盆地东部气旋性涡旋强, 利于上升运动继续发展, 盆地东部强降水发生在此时段。

盆东暴雨个例在4—5日200 hPa辐散中心从高原东部东移至川西, 但500 hPa并没有正涡度从高原输送, 而是盆地东部局地加强发展的正涡度区, 对应中上层强的上升运动。5日08:00, 盆地东部对流云团在向东北方向移动过程中已减弱, 而川西高原受高原小槽移入的影响又有新的对流云团生成, 并与盆地东北部的对流云团同步发展增强, 维持10 h左右后逐渐减弱。随后副热带高压东退使外围西南风的影响范围随之东退, 850 hPa川东风场辐合区向东移出盆地, 偏南气流向各处辐散, 盆地西部西北风加大(图略), 降水逐渐减弱停止。

对比分析发现, 盆西暴雨个例受高空辐散中心和东移至川西高原、盆地西部的高原涡、高原小槽影响, 在高原东侧生成的对流云团到达盆地西部, 与盆地中的对流合并发展, 同时盆地西部低层为辐合中心、中低层为正涡度区, 触发西南涡。而盆东暴雨个例中, 从高原东移的高空辐散风场相对较弱, 受高原系统的影响较小, 川西高原的对流系统和盆东对流无合并发展过程。西南涡的触发机制与盆西暴雨个例相似, 区别在于西风带槽、盆地内低层风场辐合中心的位置差异使西南低涡的生成位置稍有不同, 相对盆西暴雨个例而言盆东暴雨个例的西南涡偏东北。

川西高原和盆地对流活动有明显的日变化, 对流下午在川西高原发展, 后半夜到早晨在盆地发展。虽然这两次过程对流系统的日变化特征与统计结果一致(李跃清, 1996; Yu et al, 2007), 但是盆西暴雨个例的川西高原对流东移后在盆地西部发展增强, 而盆东暴雨个例的盆地东部对流是在夜间发展起来, 没有高原对流的合并发展过程, 根据Zhang et al (2014)的研究结果, 由于青藏高原与四川盆地之间的热力环流的强迫, 即使川西高原的对流没有东移, 盆地的对流也会在夜间有所加强。

6 结论和讨论

通过对四川盆地两次持续性暴雨过程的分析, 探讨了盆西暴雨个例和盆东暴雨个例发生的环流背景条件、冷空气和水汽来源、高原对流和西南涡的主要特征, 得到的主要结论如下:

(1) 盆西暴雨个例和盆东暴雨个例分别发生空梅和典型梅雨的环流背景下, 盆西暴雨200 hPa急流的位置比盆东暴雨偏北, 副热带高压的位置比盆东暴雨偏北, 且盆东暴雨过程中南海有热带气旋活动。盆西暴雨过程中西风槽槽线一直从川西高原东北部延伸至云贵高原与四川交界处。盆东暴雨个例, 西风槽位置偏东, 主要影响盆地东北部。

(2) 盆西暴雨个例的对流层中层有来自青藏高原以西的中亚地区和青藏高原西部的冷空气, 而盆东暴雨个例只在暴雨过程前期有来自巴尔喀什湖附近的西北冷空气进入川东, 中后期对流层中层无中高纬度地区冷空气影响, 以来自孟加拉湾和青藏高原南侧的偏西气流为主。盆西暴雨低层的水汽输送以来自孟加拉湾的西南气流为主, 盆东暴雨低层的水汽输送以来自南海的东南气流为主。

(3) 盆西和盆东暴雨过程的对流活动都有明显日变化, 对流下午在川西高原发展, 后半夜至早晨在盆地发展。盆西暴雨个例的对流是在96°E—100°E川西高原发展起来, 而盆东暴雨个例的对流是在100°E—103°E高原与盆地结合部发展起来。虽然两次过程中都有高原对流东移的现象, 但盆西暴雨个例有川西高原对流东移与盆地对流合并发展的过程, 而盆东暴雨个例的川西高原对流在东移过程中减弱, 没有与盆东对流合并发展的过程。

(4) 盆西暴雨个例的高原高空强辐散使对流系统东移至盆地西部, 而盆东暴雨个例的高原主体上空辐散较弱, 对流系统主要在高原东北部发展起来, 且并未直接进入盆地。两次暴雨过程中的西南涡形成机制均为高原上强对流东移与四川盆地低层辐合中心、中低层正涡度区的加强触发稳定少动的西南涡。但盆西暴雨西南涡位置较偏西南, 盆东暴雨西南涡位置稍偏东北, 其位置与西风带槽的位置有关。

虽然通过对盆西和盆东暴雨个例的对比分析, 发现这两类暴雨个例在环流背景、冷空气源地、水汽输送路径、川西高原对流活动、西南涡等方面存在明显差异, 但本文只是通过个例研究分析四川盆地盆西和盆东持续性暴雨过程的异同, 两个个例的特征是否能代表两类系统的主要特征还需要对大量个例进行合成研究和深入分析。此外, 受观测资料时空分辨率的限制, 本文

未涉及川西和川东地形在盆西和盆东暴雨过程的作用,以及川西高原对流东移对西南涡的影响,这些问题将采用理想数值模拟等方法开展相关研究。

参考文献:

- Bao X G, Zhang F Q, Sun J H. 2011. Diurnal variations of warm-season precipitation east of the Tibetan Plateau over China [J]. Mon Wea Rev, 139(9): 2790–2810.
- Draxler R R, Hess G O. 1998. An overview of the HYSPLIT-4 modeling system for trajectories [J]. Aust Meteor Mag, 47(4): 295–308.
- Fu S M, Sun J H, Zhao S X, et al. 2010. The impact of eastward propagation of convective systems over the Tibetan Plateau on southwest vortex formation in summer [J]. Atmos Oceanic Sci Lett, 3: 51–57.
- Wang C C, Chen G T J, Carbone R E. 2005. Variability of warm-season cloud episodes over east Asia based on GMS infrared brightness temperature observations [J]. Mon Wea Rev, 133(6): 1478–1500.
- Wang C C, Chen G T J, Carbone R E. 2004. A climatology of warm-season cloud patterns over east Asia based on GMS infrared brightness temperature observations [J]. Mon Wea Rev, 132(7): 1606–1629.
- Yasunari T, Miwa T. 2006. Convective cloud systems over the Tibetan Plateau and their impact on Meso-scale disturbance in the Mei-yu/Baiu frontal zone [J]. Meteor Soc Japan, 2006, 84(4): 783–803.
- Yu R C, Zhou T J, Xiong A Y, et al. 2007. Diurnal variations of summer precipitation over contiguous China [J]. Geophys Res Lett, 34(1): L01704.
- Zhang Y C, Sun J H, Fu S M. 2014. Impacts of diurnal variation of mountain-plain solenoid circulations on precipitation and vortices East of the Tibetan Plateau during the Mei-yu season [J]. Adv Atmos Sci, 31(1): 139–153.
- 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): 186–201. 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 J Atmos Sci, 31(2): 186–201.
- 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): 76–80. Chen Zhongming, Min Wenbin, Miao Qiang, et al. 2004. A case study on coupling interaction between plateau and southwest vortexes [J]. Plateau Meteor, 23(1): 76–80.
- 陈忠明, 闵文彬. 2000. 西南低涡的统计研究 [C]// 陶诗言, 陈联寿, 徐祥德, 等主编. 第二次青藏高原大气科学试验理论研究进展. 北京: 气象出版社, 368–378. Chen Zhongming, Min Wenbing. 2000. Statistical Research of Southwest Vortex [C]// Tao Shiyian, Chen Lianshou, Xu Xiangde, et al., eds. Progress of theory research about the second Tibetan Plateau atmospheric science experiment. Beijing: China Meteorological Press, 368–378.
- 丁一汇. 1993. 1991年江淮流域持续性特大暴雨研究 [M]. 北京: 气象出版社, 255. Ding Yihui. 1993. Study of Strong Heavy Rainfall in Yangtze-Huaihe River in 1991 [M]. Beijing: China Meteorological Press, 255.
- 丁治英, 吕君宁. 1996. 盛夏长江上游不同暴雨落区天气形势对比及数值试验 [J]. 南京气象学院学报, 19(2): 227–233. Ding Zhiying, Lu Junning. 1996. Comparision of weather patterns for two events of Sichuan torrential rainfall with numerical simulation [J]. J Nanjing Insti Meteor, 19(2): 227–233.
- 段海霞, 陆维松, 毕高贵. 2008. 凝结潜热和地表热通量对一次西南低涡影响分析 [J]. 高原气象, 27(6): 1315–1323. Duan Haixia, Lu Weisong, Bi Baogui. 2008. Impact of the condensation heating and surface heat flux on a rainstorm event of southwest vortex [J]. Plateau Meteor, 27(6): 1315–1323.
- 傅慎明, 孙建华, 赵思雄, 等. 2011. 梅雨期青藏高原东移对流系统影响江淮流域降水的研究 [J]. 气象学报, 69(4): 581–600. Fu Shenming, Sun Jianhua, Zhao Sixiong, et al. 2011. A study of the impacts of the eastward propagation of convective cloud system over the Tibetan Plateau on the rainfall of the Yangtze-Huai River basin [J]. Acta Meteor Sinica, 69(4): 581–600.
- 高文良, 郁淑华. 2007. 高原低涡东移出高原的平均环流场分析 [J]. 高原气象, 26(1): 206–212. Gao Wenliang, Yu Shuhua. 2007. Analyses on mean circulation field of the plateau low vortex moving out of Tibetan Plateau [J]. Plateau Meteor, 26(1): 206–212.
- 葛晶晶, 陆汉城, 张群, 等. 2012. 强烈发展的中尺度涡旋影响下持续性暴雨的位涡诊断 [J]. 高原气象, 31(4): 952–962. Ge Jingjing, Lu hancheng, Zhangqun, et al. 2012. Vorticity diagnosis of continuous rainstorm under the influence of strong developing mesoscale vortex [J]. Plateau Meteor, 31(4): 952–962.
- 何光碧. 2006. 高原东侧陡峭地形对一次盆地中尺度涡旋及暴雨的数值实验 [J]. 高原气象, 25(3): 430–441. He Guangbi. 2006. Simulation of impact of steep terrain on east side of Qinghai-Xizang Plateau on mesoscale vortex and rain storm over the Basin [J]. Plateau Meteor, 25(3): 430–441.
- 蒋兴文, 李跃清, 李春, 等. 2007. 四川盆地夏季水汽输送特征及其对旱涝的影响 [J]. 高原气象, 26(3): 476–484. Jiang Xingwen, Li Yueqing, Li Chun, et al. 2007. Characteristics of summer water vapor transportation in Sichuan Basin and its relationship with regional drought and flood [J]. Plateau Meteor, 26(3): 476–484.
- 李国平, 万军, 卢敬华. 1991. 暖性西南低涡生成的一种可能机制 [J]. 应用气象学报, 2(1): 91–99. Li Guoping, Wan Jun, Lu Jinghua. 1991. A potential mechanism of the warm vortex genesis in Southwest China [J]. Quart J Appl Meteor, 2(1): 91–99.
- 李跃清. 2000. 1998年青藏高原东侧边界层风场与长江暴雨洪水的关系 [J]. 大气科学, 24(5): 641–648. Li Yueqing. 2000. The PBL wind field at the eastern edge of the Tibetan Plateau and its relations with heavy rain-flood of the Changjiang River in 1998 [J]. Chinese J Atmos Sci, 24(5): 641–648.

- 李跃清. 1996. 长江上游暴雨的边界层动力诊断研究[J]. 大气科学, 20(1): 73–78. Li Yueqing. 1996. The PBL dynamic diagnosis of heavy rain over the upper reaches of the Changjiang River[J]. Chinese J Atmos Sci, 20(1): 73–78.
- 罗四维, 何梅兰, 刘晓东. 1993. 关于青藏高原低涡的研究[J]. 中国科学, 1993, 23(7): 778–784. Luo Siwei, He Meilan, Liu Xiaodong. 1993. Research on the Tibetan Plateau low vortex [J]. Science in China, 23(7): 778–784.
- 陶诗言, 倪允琪, 赵思雄, 等. 2001. 1998年夏季中国暴雨的形成机理与预报研究[M]. 北京: 气象出版社, 184. Tao Shixian, Ni Yongqi, Zhao Sixiong, et al. 2001. Study on formation mechanism and prediction of rainfall in the summer of 1998[M]. Beijing: China Meteorological Press, 184.
- 陶诗言. 1980. 中国之暴雨[M]. 北京: 科学出版社, 225. Tao Shixian. 1980. Rainstorm in China[M]. Beijing: Science Press, 225.
- 徐广阔, 孙建华, 赵思雄. 2009. 基于雷达资料同化的2003年7月一次暴雨过程的数值模拟分析[J]. 热带气象学报, 25(4): 427–434. Xu Guangkuo, Sun Jianhua, Zhao Sixiong. 2009. The numerical simulation and analysis of a heavy rainfall in July 2003 based on radar data assimilation[J]. J Trop Meteor, 25(4): 427–434.
- 杨康权, 张琳, 肖递祥, 等. 2013. 四川盆地西部一次大暴雨过程的中尺度特征分析[J]. 高原气象, 32(2): 357–367. Yang Kangquan, Zhang Lin, Xiao Dixiang, et al. 2013. Mesoscale analyses on a heavy rainstorm process in western Sichuan Basin [J]. Plateau Meteor, 32(2): 357–367. DOI: 10.7522/j.issn.1000–0534. 2012. 00035.
- 于波, 林永辉. 2008. 引发川东暴雨的西南低涡演变特征个例分析[J]. 大气科学, 32(1): 141–153. Yu bo, Lin Yonghui. 2008. A case study of southwest vortex causing heavy rainfall in eastern Sichuan basin[J]. Chinese J Atmos Sci, 32(1): 141–153.
- 郁淑华. 2006. 高原低涡移出高原的观测事实分析[J]. 气象学报, 64(3): 393–399. Yu Shuhua. 2006. Observational analysis on the movement of vortices before/after moving out the Tibetan Plateau[J]. Acta Meteor Sinica, 64(3): 393–399.
- 郁淑华. 2002. 高原低涡东移过程的水汽图像[J]. 高原气象, 21(2): 199–204. Yu Shuhua. 2002. Water vapor imagery of vortex moving process over Qinghai-Xizang Plateau[J]. Plateau Meteor, 21(2): 199–204.
- 郁淑华. 1984. 四川盆地大范围强暴雨过程的合成分析[J]. 高原气象, 3(3): 58–67. Yu Shuhua. 1984. Resultant analysis of large-scale heavyrain storm over Sichuan Basin[J]. Plateau Meteor, 3(3): 58–67.
- 郁淑华, 高文良, 彭骏, 等. 2015. 高原低涡移出高原后持续的对流层中层环流特征[J]. 高原气象, 34(6): 1540–1555. Yu Shuhua, Gao Wenliang, Peng Jun, et al. Circulation features of sustained departure plateau vortex at middle tropospheric level [J]. Plateau Meteor, 34(6): 1540–1555. DOI: 10.7522/j.issn.1000–0534. 2014. 00134.
- 张小玲, 陶诗言, 张顺利. 2004. 梅雨锋上的三类暴雨[J]. 大气科学, 28(2): 187–205. Zhang Xiaoling, Tao Shixian, Zhang Shunli. 2004. Three types of heavy rainstorms associated with Meiyu front[J]. Chinese J Atmos Sci, 28 (2): 187–205.
- 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 J Atmos Sci, 31(6): 1059–1075.
- 赵思雄, 陶祖钰, 孙建华, 等. 2004. 长江流域梅雨锋暴雨机理的分析研究[M]. 北京: 气象出版社, 281. Zhao Sixiong, Tao Zuyu, Sun Jianhua, et al. 2004. Study on mechanism of heavy rainfall on Meiyu front in Yangtze River Valley [M]. Beijing: China Meteorological Press, 281.
- 赵思雄, 张立生, 孙建华. 2007. 2007年淮河流域致洪暴雨及其中尺度系统特征的分析[J]. 气候与环境研究, 12(6): 713–727. Zhao Sixiong, Zhang Lisheng, Sun Jianhua. 2007. Study of heavy rainfall and related mesoscale systems causing severe flood in Huaihe River Basin during the summer of 2007[J]. Climatic Environ Res, 12(6): 713–727.

Comparative Analysis of Persistent Heavy Rainfall Events in West and East Sichuan Basin

LI Juan^{1, 2}, SUN Jianhua^{1, 2}, ZHANG Yuanchun², SHEN Xinyong¹

1. Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China;

2. Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China)

Abstract: Based on the conventional observation data, reanalysis data from NCEP/NCAR, satellite data and so on, the characteristics of circulation background, source of cold air and water vapor, convective systems over the Qinghai-Xizang Plateau and southwest vortex are analyzed on the two persistent heavy rainfall in western Sichuan basin and eastern Sichuan basin. The results show that in the western basin event, the location of high-level jet on 200 hPa was norther, the subtropical high was northeaster, the westerly trough and southwest vortex were westerner than the eastern basin event; cold air in the middle troposphere came from central Asia and western edge of the Qinghai-Xizang Plateau, water vapor in low level was transported by southwest airflow from the bay of Bengal in the western basin event; cold air came from mid-latitude at the early stage of event, while during the later period, the westerly flow in the middle troposphere mainly came from Bengal and southern Qinghai-Xizang Plateau, water vapor in low level was transported by southeast airflow that from South China Sea in the eastern basin event. The convective activities in western Sichuan plateau and basin have significant diurnal variation: from the afternoon to early evening in western Sichuan plateau, from the late evening to the next early morning in Sichuan basin, the difference is the eastward propagation of convective system from the edge of the Qinghai-Xizang Plateau merged with the clusters over western basin in the western basin event, but for the eastern basin event, convective system weakened as it moved eastward, there was no merging process.

Key words: Persistent heavy rainfall; Multi-scale characteristics; Moisture transportation; Convection over Qinghai-Xizang Plateau; Southwest vortex