

孙俊, 邓国卫, 张渝杰, 等. 2014. “13·6·30”遂宁市特大暴雨成因的初探. 气象, 40(10):1174-1182.

# “13·6·30”遂宁市特大暴雨成因的初探<sup>\*1</sup>

孙 俊<sup>1</sup> 邓国卫<sup>2</sup> 张渝杰<sup>1</sup> 陈 佳<sup>1</sup> 吕 斌<sup>1</sup>

1 四川省遂宁市气象局, 遂宁 629000

2 四川省气候中心, 成都 610072

**提 要:** 利用自动气象站雨量资料、常规观测资料、雷达资料以及 NCEP 再分析资料, 对 2013 年 6 月 30 日至 7 月 2 日四川遂宁地区特大暴雨过程中高原低涡和西南涡的耦合作用对本次特大暴雨的影响以及低空急流演化特征和强暴雨的关系进行初步探讨。结果表明: 当高原涡和西南涡发生耦合时会使得高空低涡发展加强, 并激发遂宁暴雨天气的产生。急流为高空低涡的发展提供不稳定能量。超低空急流和低空急流对强降水有提前 2 h 的指示意义, 低空急流指数增大的过程和降水量的强度成正比关系。

**关键词:** 特大暴雨, 高原低涡, 西南涡, 低空急流

**中图分类号:** P458

**文献标志码:** A

**doi:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2014.10.002

## Primary Study of the Extreme Rainfall Event in Suining City on 30 June 2013

SUN Jun<sup>1</sup> DENG Guowei<sup>2</sup> ZHANG Yujie<sup>1</sup> CHEN Jia<sup>1</sup> LÜ Bin<sup>1</sup>

1 Suining Meteorological Office of Sichuan, Suining 629000

2 Sichuan Climate Centre, Chengdu 610072

**Abstract:** Based on the rain gauge data from automatic weather stations, conventional observations and NCEP analysis data, the extreme rainstorm that hit Suining City from 30 June to 2 July 2013 and the relationship between the extreme rainstorm and the LLJ evolution are studied primarily. This extrem event was caused by the coupling interaction between plateau and southwest vortexes. The results show that the high-level vortex development is strengthened when the coupling interaction occurs between plateau and southwest vortexes, stimulating the generation of rainstorms in Suining City. Jet stream provides unstable energy for the development of high-level vortex. Ultra-low-level jet and low-level jet cannot cause a strong rainfall immediately, and sometimes severe rainfall process may occur two hours later. The degree of increase in the low-level jet index (I) and the intensity of rainfall have a direct proportional relationship.

**Key words:** extreme rainstorm, plateau vortex, southwest vortex, low-level jet

## 引 言

高原天气系统和背风坡浅薄天气系统分属两个不同的体系, 而这两者的典型代表就是高原低涡和西南涡。钱正安等(1984)根据统计研究发现高原涡

通常生成于 95°E 以西的那曲以北和申扎—改则一带。高原涡一般在东移到高原东部时会减弱消亡或者并入东移的槽中, 只有极少的一部分能移到 105°E 以东。当东移到盆地上空的高原低涡和背风坡浅薄系统的西南涡相互作用时, 将引起四川盆地的暴雨天气。目前对高原涡的研究已经比较多(陈忠明等,

\* 四川省气象局科学技术研究开发课题(川气课题 2013-开发-06)资助

2013 年 8 月 8 日收稿; 2014 年 7 月 18 日收修定稿

第一作者: 孙俊, 主要从事天气预报和服务工作. Email: Suen\_116@163.com

2004;丁治英等,1994;刘晓冉等,2006;孙国武等,1988;肖红茹等,2009;郁淑华,2002;陈永仁等,2013;杜倩等,2013;苗春生等,2014;王伏村等,2014)。陈贵川等(2013)对2012年7月21日西南涡引起的四川盆地极端强降水进行了研究。宗志平等(2013)则对2012年四川盆地两次西南涡暴雨过程进行了对比分析。刘富明等(1987)提出当高原涡和盆地西南涡耦合时会激发盆地系统的发展和暴雨的发生,相反则抑制盆地系统的发展。陈忠明等(2004)对高原涡和西南涡耦合作用引发盆地低涡强烈发展和大面积特大暴雨天气发生的机理进行了诊断研究。在暴雨天气过程中除了低涡的作用,急流也是影响降水的主要成因之一。低空急流不仅可以给暴雨区输送水汽、热量,还能提供不稳定能量(孙淑清等,1979;1980;赛瀚等,2012)。曹春燕等(2006)研究过深圳大暴雨过程低空急流脉动与强降水关系。刘淑媛等(2003)曾利用香港天文台的风廓线仪对深圳的一次大暴雨天气过程和低空急流的脉动进行过研究。金巍等(2007)研究了辽宁省一次大暴雨过程中低空急流演变与强降水的关系。但过去多是单独对高空低涡或急流亦或是暴雨过程中西南涡和急流的影响进行研究,而高原涡、西南涡和急流同时存在且导致特大暴雨产生的历史个例很少,所以对这方面的研究也较少。四川盆地位于青藏高原背风坡,极易受到高原低涡和背风坡浅薄系统的西南涡共同影响,加之西风带在过青藏高原时的分支扰流,造成高空强的辐散,促使低空形成明显的变压风,而变压风又是急流产生的重要原因之一。所以研究高原涡、西南涡和急流的共同作用对四川盆地暴雨天气的影响就显得尤为必要。

## 1 资料说明

利用2013年6月29日20时到7月2日08时的自动站雨量资料、多普勒天气雷达资料、常规观测资料和NCEP  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 资料对6月30日特大暴雨过程的形成机制进行探讨。

## 2 特大暴雨天气实况及环流背景

### 2.1 降水实况

2013年6月29日20时到7月1日20时,遂宁

市普降大暴雨(图1a和1b),部分地方出现特大暴雨,此次强降水持续时间长,从6月29日晚上开始,到7月2日早上,强降水持续两天三夜60h;强降水范围广、过程雨量大,全市过程最大雨量均超过200mm,其中大部地区超过400mm,全市过程雨量最大值623.5mm;降水强度强,日最大降水量507.9mm,小时最大雨量为95.1mm。遂宁本站日最大降雨量为415.9mm,创1951年以来的极值。由于此次强降水过程持续时间长,小时雨量大,使得城市低洼地段积水严重,城市内涝、山地滑坡、道路中断等灾情突出,8人因灾死亡,直接经济损失高达28.49亿元。

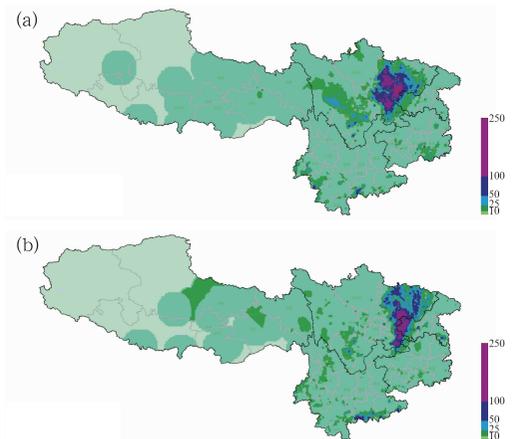


图1 2013年6月29日20时至7月1日  
20时强降水雨量实况  
(a)29日20时至30日20时,  
(b)30日20时至1日20时

Fig. 1 The accumulated rainfall (a) from 20:00 BT 29 to 20:00 BT 30 June, (b) from 20:00 BT 30 June to 20:00 BT 1 July 2013

### 2.2 环流背景

500 hPa 环流形势:29日08时在青海都兰附近有一低涡形成,20时东移至若尔盖,30日08时由于台风温比亚的西北移动,使副热带高压(简称副高)北抬,脊线在 $23^{\circ}\text{N}$ 左右,由于副高的阻挡,北部的低涡停滞并被迫南压至四川盆地中心的三台附近,遂宁正处于此低涡的东南侧,30日20时高原低涡略东南移至四川盆地中东部,7月1日08时副高略有东南移(图2),高原低涡稍有摆动,中心移至遂宁,20时台风温比亚进一步向西北方向移动至海南东侧,副高西进北抬,遂宁低涡东北移至旺苍附近,

本地降水趋于结束,随台风的登陆,副高加强西伸北抬,旺苍低涡填塞。

700 hPa 环流形势:29 日云贵—四川盆地—河套为偏南气流,贝加尔湖—甘肃北部有一槽,20 时云贵—四川盆地—河套的南风加强,永靖有一 304 dagpm 的低涡,永靖—理塘有一切变,30 日 08 时永靖低涡移至同心附近,并减弱为气旋曲度,云贵—重庆为  $10\sim 12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  的西南气流,南部—稻城为一切变,20 时同心气旋曲度减弱消失,南部切变北收,盆地西南气流维持。7 月 1 日 08 时,南海到盆地为 SSW 风,且风速加强为  $16\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  的急流,会宁—广元—三台—井研维持一切变,20 时盆地偏南风减弱至  $8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,切变维持,本地降水也减弱。

850 hPa 环流形势:前期盆地为偏南气流,30 日 08 时,南海—贵州—四川盆地为  $10\sim 12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  的南风气流,乐至附近有一低涡生成,20 时乐至低涡维持,南风略有减弱,7 月 1 日 08 时低涡中心略向北移至遂宁附近,南海到四川盆地的南风加强为  $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  的急流,遂宁正处于该急流头的左侧,20 时盆地的南风减弱,低涡也逐渐减弱。

200 hPa 环流形势:6 月 29 日到 7 月 2 日,南压高压是北抬、东移的加强趋势,四川盆地始终位于南压高压东侧的西北气流中,“抽气”作用明显。

从以上分析可以看到,30 日 08 时至 7 月 1 日 08 时,在垂直方向,850 和 500 hPa 的低涡中心逐渐趋于重合,影响系统的动力条件非常好,由于 200 hPa 的“抽气”作用使上升气流稳定,台风的西北进,副高稳定使影响系统得以长时间维持,中低层偏南气流带来了丰沛的水汽,造成遂宁地区持续的强降水。

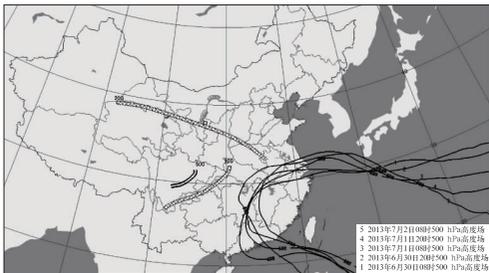


图2 2013年6月30日08时至  
7月2日08时高低空形势场

Fig. 2 High- and low-level situation from  
08:00 BT 30 June to 08:00 BT 02 July 2013

### 3 高原涡与西南涡耦合作用及其对特大暴雨的影响

#### 3.1 高原低涡和西南涡的路径

与 2013 年 6 月 30 日遂宁特大暴雨过程密切相关的中尺度系统是两个中尺度低涡,即高原低涡和西南低涡。在 500 hPa 天气图上  $27^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 、 $70^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$  范围内,凡有闭合等高线的低压或三站风向呈气旋性环流的均称为高原涡,其水平尺度约 500 km,垂直厚度约 2~3 km;而西南涡一般是指形成于四川西部地区,700(或 850) hPa 上的具有气旋性环流的闭合小低压,其直径一般在 300~400 km 左右。图 3a 是根据探空资料给出的高原低涡和西南低涡发生、发展动态图。此次降水过程高原涡 29 日 08 时在青海的都兰附近生成,从图中可以看到在 29 日 20 时高原低涡已移至若尔盖附近,而此时西南涡还未生成。29 日 20 时到 30 日 20 时高原低涡东南移至四川盆地中部,并稳定少动,1 日 08 时北抬到遂宁附近。而西南涡从 30 日 08 时开始在川南的内江附近生成并缓慢北抬,到 1 日 08 时,北抬到遂宁附近。

1 日 08 时开始到 14 时,高原涡和西南涡处于上下垂直叠加状态,发生垂直耦合,使得低涡发展加强,强度加强到  $12\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 。由图 3b 的涡度时间剖面图也可以看到,这一时段整层都为一直垂直涡柱,且涡度的最大值中心高度从 30 日 08 时的 850 hPa 逐渐发展到 1 日 08 时的 450 hPa,说明这一时段的辐合上升运动逐渐加强,且发展高度越来越高。30 日 08 到 1 日 08 时,正值遂宁市强降水的集中时段,辐合上升运动持续加强是导致了此次强降水长时间的持续。2 日 08 时以后高空低涡西南移阻塞填塞,对应涡度也减弱,降水趋于结束。

#### 3.2 高原低涡与西南涡的耦合作用

导致这次强降水产生的主要原因之一是高原低涡和西南涡的垂直耦合,通过做纬向垂直剖面图,可以看到其较为完整的结构。由于此次过程中高原低涡移动到盆地中东部以后就稳定少动,从而使得遂宁市强降水一直持续,故以  $30^{\circ}\text{N}$  做纬向剖面图(图 4)。

30 日 08—14 时(图略),高原低涡还未移到盆

地中东部,高原低涡的补偿下沉气流对中低层的西南涡影响不大,但此时遂宁市处在低空急流的左侧和高原涡的东南侧,所以有强降水产生。且由于低空急流的维持加强和高原涡的缓慢东移南压加之西南涡的影响,使得遂宁市始终处在影响区域内,致使强降水维持时间较长。14—20 时(图略),高原涡东移至盆地,但位置略为偏西,与高原低涡相联系的纬向涡旋环流与盆地纬向涡旋环流处于非耦合状态,补偿下沉气流抑制了西南涡的发展。这一时段强降

水仍然持续,但雨强有所减弱。1 日 08—14 时(图 4a 和 4b)高原涡和西南涡发生垂直耦合,与之相联系的纬向涡旋环流与盆地纬向涡旋环流进行垂直耦合,导致与盆地低涡相联系的纬向涡旋环流上升气流急剧加强,高原涡与西南涡垂直合并为一个强大涡旋,1 日的暴雨天气正是发生在这支强上升气流中。直到 1 日 20 时,涡旋的垂直耦合结构被打破,降水趋于结束。

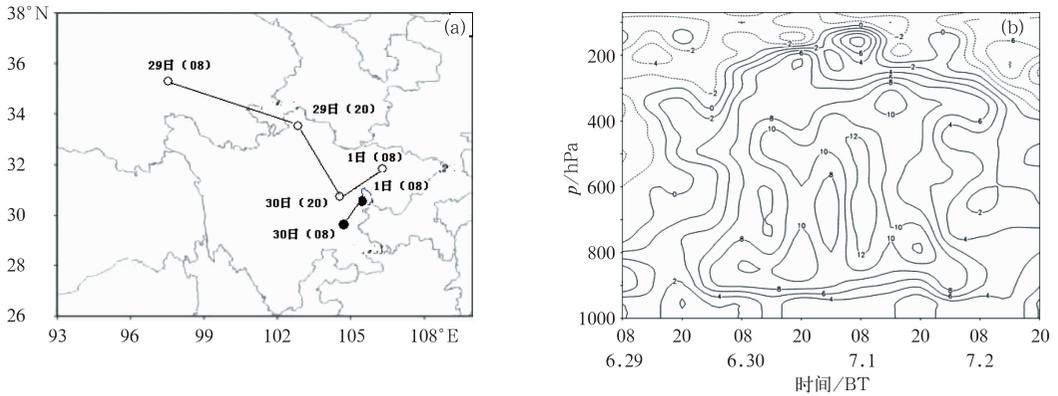


图 3 (a) 500 hPa 高原低涡(○)和 850 hPa 西南低涡(●)路径,

(b)6 月 29 日 08 时至 7 月 2 日 20 时涡度时间垂直剖面图(单位:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )

Fig. 3 (a) The path of 500 hPa plateau vortex (○) and the path of 850 hPa southwest vortex (●), (b) time-vertical section of vortex from 08:00 BT 29 June to 20:00 BT 2 July (unit:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )

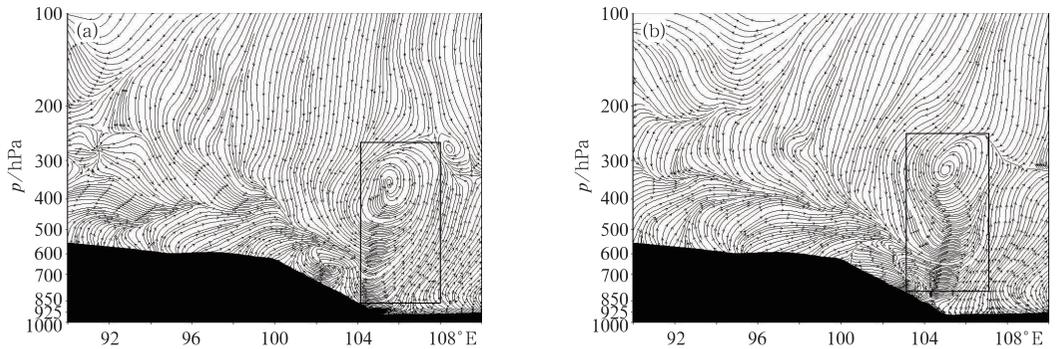


图 4 2013 年 7 月 1 日(a)08:00 和(b)14:00 沿 30°N 的纬向剖面环流

Fig. 4 The cross-section circulation along 30°N at (a) 08:00 BT and (b) 14:00 BT 1 July 2013

### 3.3 高原低涡与盆地浅薄西南低涡的耦合——涡度时变分布

在次天气尺度系统中涡度比散度大半量级以上,稳定性好,因此,我们选涡度作为分析参量。图 5 显示的是 500、700 和 850 hPa 上高原涡与西南涡沿涡旋活动路径的纬向-时间剖面图。由图 5a 可

见,500 hPa 上表征高原低涡强度的正涡度中心从 103°E 向东移动,7 月 1 日 08—20 时中心稳定在 105°E,强度加强为  $12 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。700 hPa 正涡度中心(图 5b)也从 103°E 往东移至 105°E 附近,在 1 日 08 时达到最大。850 hPa 图上(图 5c),29 日 20 时开始到 7 月 2 日在 105°E 均维持一个气旋性涡度,中心稳定少动,虽然从 30 日 08 时到 1 日 20 时

105°E 都维持一个气旋涡度,但只有在 1 日 08 时三层才同时维持一个涡度的大值中心。这就进一步证实了上节的分析结果——高原涡的东移与西南涡的耦合激发了西南涡的发展。由于此次强降水期间低空强急流的存在,使得高原涡在东移到盆地中东部的过程中一直在加强;而当两个涡旋实现垂直耦合

后,高原涡和西南涡同时得到加强。

由红外云图 and 对应时次地面风场的叠加可以看到,30 日 02—08 时(图 6a 和 6b),遂宁上空有强的对流云系活动,并发展加强为 MCC。对应此时的地面图上四川盆地看不出明显的低涡风场,盆地中部到川南都维持偏北气流;但此时在若尔盖地区有对

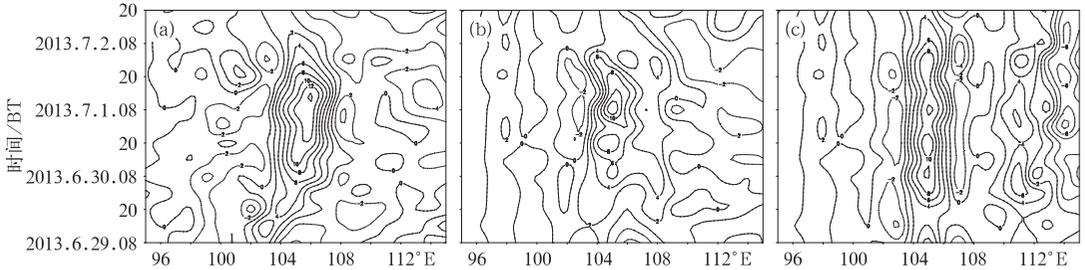


图 5 2013 年 6 月 29 日至 7 月 2 日期间沿 30°N 的涡度时间-经度剖面(单位:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )

(a)500 hPa, (b)700 hPa, (c)850 hPa

Fig. 5 Time-longitude cross section of vortex along 30°N from 29 June to 2 July 2013 (unit:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )

(a) 500 hPa, (b) 700 hPa, (c) 850 hPa

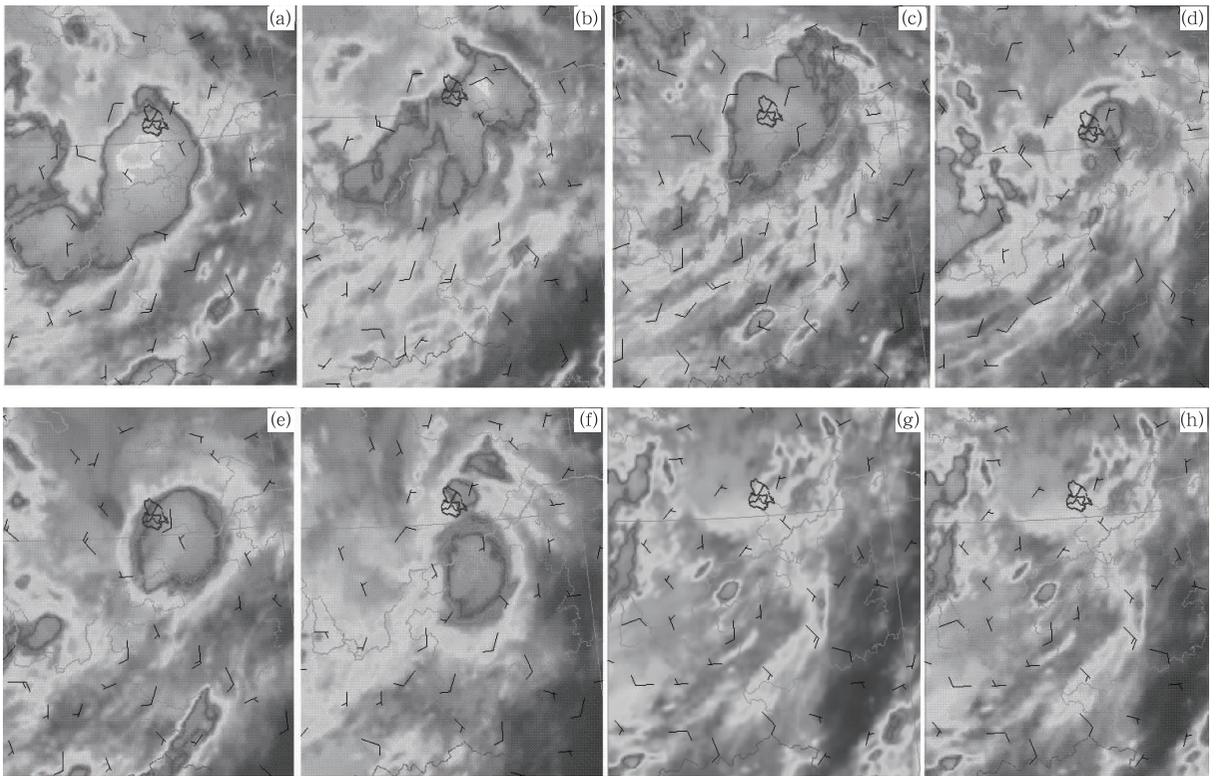


图 6 2013 年 6 月 30 日至 7 月 1 日红外云图 and 对应时次地面风场叠加

(a)30 日 02:00, (b)30 日 08:00, (c)30 日 14:00, (d)30 日 20:00, (e)1 日 02:00,

(f)1 日 08:00, (g)1 日 14:00, (h)1 日 20:00

Fig. 6 The overlapped infrared images and surface wind at the same time

(a) 02:00 BT, (b) 08:00 BT, (c) 14:00 BT, (d) 20:00 BT 30 June and

(e) 02:00 BT, (f) 08:00 BT, (g) 14:00 BT, (h) 20:00 BT 1 July 2013

流云系活动,此对流云系正是东移南压的高原涡云系。30 日 14 时(图 6c),高原涡云系在东移南压入川以后中心强度减弱,与向东北方向移动的对流云团合并,使得整个四川盆地都为强的对流云团覆盖,此时地图上川南转为南风,西南涡在地面上已有所显示,此时的西南涡中心位于内江附近。由 3.2 节的描述可知,30 日 14—20 时(图 6c 和 6d)高原涡抑制了西南涡的发展,对应这一时段的对流云系减弱也证明了该论述。6 月 30 日 20 时至 7 月 1 日 02 时(图 6d 和 6e),盆地东部发展加强为一个新的 MCC,对应此时的地图上遂宁地区的风场转为南风,遂宁处于整个涡旋的中心区域;高原涡和西南涡

的垂直耦合使得西南涡得到加强,这也是新一轮 MCC 生成的原因。由 1 日 08 时(图 6f)的地面风场可以看到深厚的涡旋结构减弱为川东—川南的辐合线,对应的云系也有所减弱。1 日 14—20 时(图 6g 和 6h),北风南压,对流云团减弱,遂宁地区降水趋于结束。

## 4 低空急流对特大暴雨的作用

### 4.1 低空急流变化特征

由 700 hPa 风场(图 7a 和 7b)可以看到从 30 日

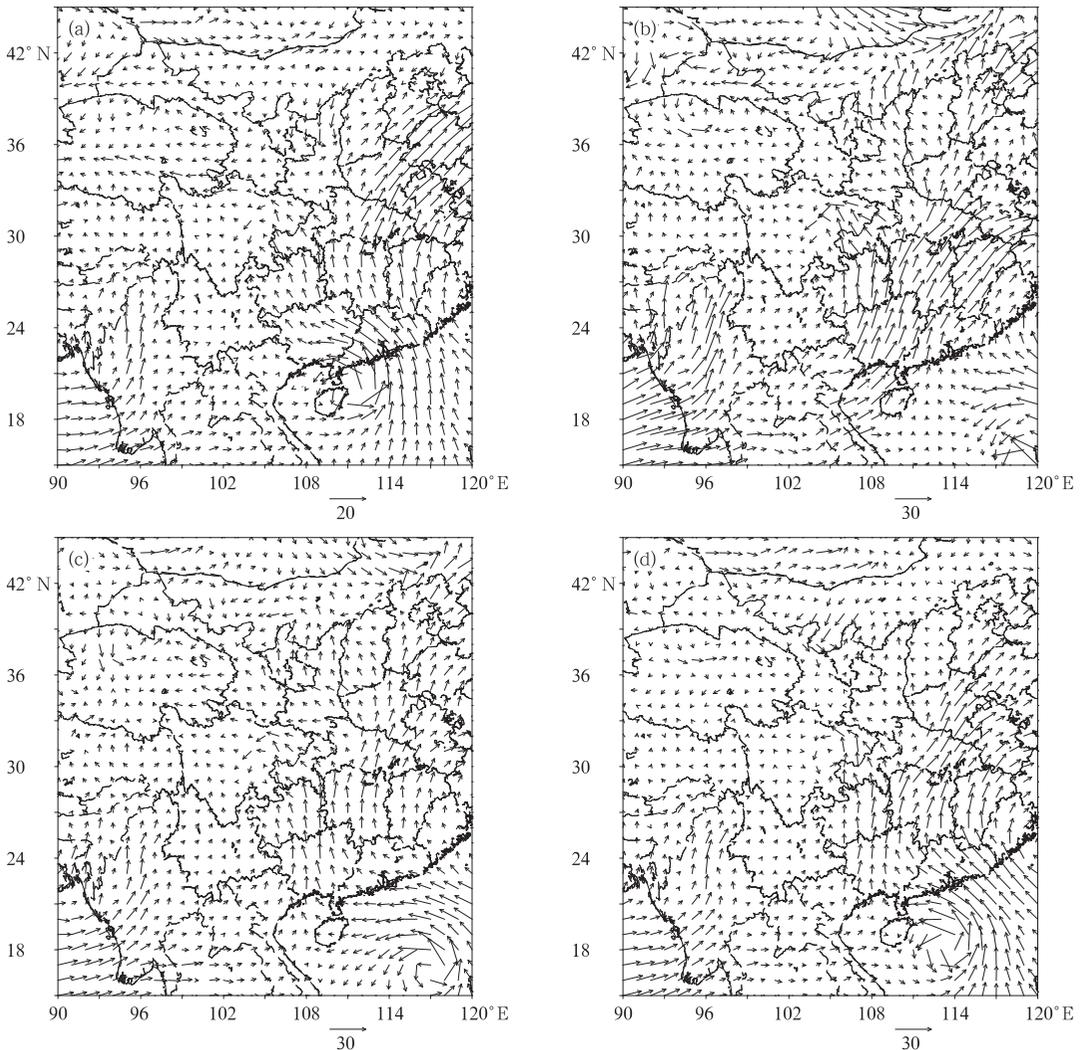


图 7 2013 年(a)6 月 30 日 08:00 时、(b)6 月 30 日 20:00 时、(c)7 月 1 日 08:00 时和 (d)7 月 1 日 20:00 时的 700 hPa 风场

Fig. 7 The 700 hPa wind field at (a) 08:00 BT 30 June, (b) 20:00 BT 30 June, (c) 08:00 BT 1 July, (d) 20:00 BT 1 July 2013

08—20 时,随着台风温比亚的西进,由孟加拉湾来的西南气流逐渐和台风外围的东南气流合并为一支强劲的西南急流,遂宁市正好位于急流头的位置,且在急流出口区的左侧,处于气旋性曲率之中。由于受到两支潮湿气流的共同影响,水汽充沛,且由急流带来的不稳定能量高,30 日遂宁市持续多个小时雨强都超过 40 mm,24 h 降雨量大部地区超过 250 mm。大暴雨的产生使得凝结潜热释放,加强了低层气压降低,使得南北气压梯度加大,偏南气流加速更快,导致低空急流维持并加强。1 日 08—20 时副高略为北抬,台风进一步西进。由 700 hPa 风场(图 7c 和 7d)可以看到,来自孟加拉湾的水汽减弱,随着台风西进东南风加强,低空急流一直从广西—贵州伸展到达州一线。遂宁市仍然处在急流出口区的左侧。虽然急流维持,但急流的强度和南风的气旋性曲率较 30 日已明显减弱,所以 1 日遂宁市强降雨虽然持续,但雨量普降为暴雨,只有个别站点超过 250 mm。

对遂宁特大暴雨降水时段分成两段研究,从 2013 年 6 月 30 日 05—15 时(图 8a)南充多普勒雷

达风廓线的时间-高度剖面图可见,05 时 2 km 以下为  $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  左右的东南风急流,2 km 以上逐渐转为南风,南风发展到 4 km 左右,此时遂宁的强降雨还未开始。从 05 时开始,南风逐渐加强并向上扩展。到 08 时南风发展到 10 km 以上。07—11 时,1.2 km 以下的东南风明显增强,最大风速达到  $26 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,表明这期间超低空急流强度非常强,由东南气流携带的水汽十分充沛,从 10 时开始遂宁市强降雨出现,横山镇小时最大雨强达到了 95.1 mm,持续 5 个小时雨强均超过 40 mm。12 时以后整层南风有所减弱,但南风依然很强,并一直持续。

从 2013 年 7 月 1 日 04—14 时(图 8b)重庆多普勒雷达风廓线的时间-高度剖面图可见,09—12 时 1.2 km 以下南风有个增强的过程,最大风速达到  $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,较 30 日风速有减小的趋势。对应这一时段遂宁市的强降雨持续,但小时雨强较 30 日明显减弱。从图中还能看到,整层南风虽然较 30 日偏弱,但南风发展高度仍然较高,达到 10 km 左右,  $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的风速大值区主要集中在 6 km 之下,说明低空急流仍然维持。

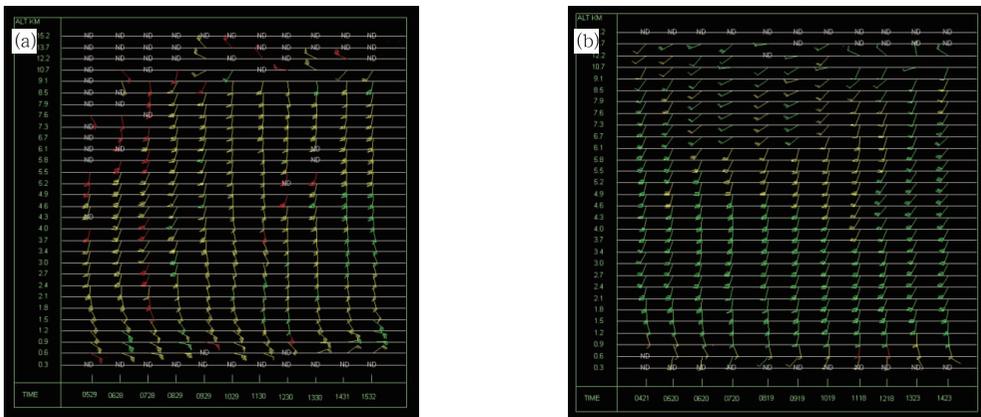


图 8 2013 年 6 月 30 日到 7 月 1 日的多普勒雷达风廓线图  
(a)南充雷达 30 日 05:00—15:00, (b)重庆雷达 1 日 04:00—14:00

Fig. 8 Radar wind profiler chart from 30 June to 1 July 2013

(a) Nanchong Radar from 05:00—15:00 BT 30 June,

(b) Chongqing Radar from 04:00—14:00 BT 1 July 2013

## 4.2 超低空急流、低空急流演变与雨强的关系

### 4.2.1 超低空急流

利用每隔 6 min 一次的风廓线图,详细分析 30 日 1 km 高度以下的超低空东南急流与强降雨的关系。30 日 00—06 时整个超低空风场在 0.9 km 高

度有弱东南气流,风速逐渐增强到  $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,说明此时低空东南气流提供的水汽和能量还不充分,但是趋势是逐渐增强的(图略)。分析 0.9 km 的风速和降水分布图(图 9a)可以看到 07 时以后东南风加强,风速从  $18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  逐渐加强至  $22 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,一直到 12 时东南风都超过  $18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,说明从 07—13

时低层都维持一支非常强的超低空急流。由超低空急流和降水分布图(图 9a)可以看出,08—12 时超低空急流都维持一个大值(大于  $18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ),对应从 10—14 时横山小时雨强都超过  $40 \text{ mm}$ ,而 13—14 时超低空急流强度减弱,对应 15—16 时的小时降雨量迅速减弱。15 时超低空急流又开始加强,17 时降

水强度也对应增强。说明超低空急流的变化对强降水量的变化有提前 2 小时的指示意义,且  $18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的超低空东南急流持续出现对短时大暴雨的产生也有一定的指示意义。超低空东南风急流的强风速携带大量的水汽向北输送,为遂宁市的大暴雨提供了充足的水汽。

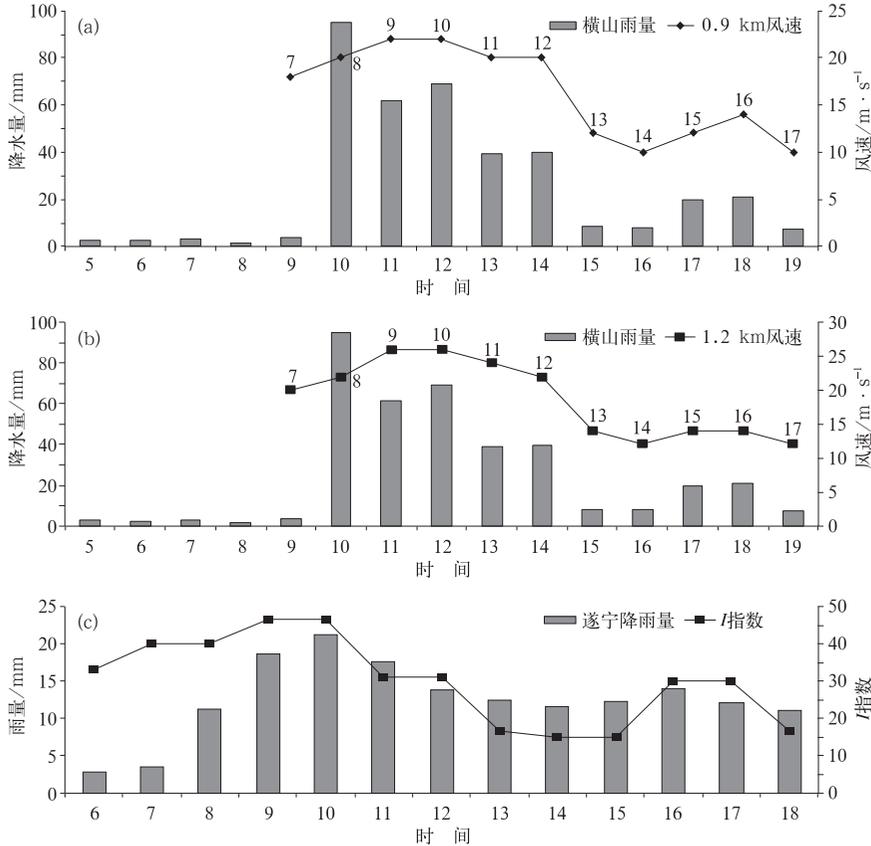


图 9 (a)2013 年 6 月 30 日 0.9 km 超低空急流风速及对应降水量分布,(b)1.2 km 低空急流风速及对应降水量分布,(c)06—18 时低空急流指数  $I$  及遂宁市每小时雨量

Fig. 9 (a) Wind speed of 0.9 km low-level jet (LLJ) and the corresponding precipitation distribution, (b) wind speed of 1.2 km LLJ and the corresponding precipitation distribution, (c) LLJ index  $I$  and Suining hourly rainfall

from 06:00—18:00 BT 30 June 2013

#### 4.2.2 低空急流

选取 1~6 km 高度的风廓线资料,对 6 月 30 日遂宁市特大暴雨天气过程的低空急流进行分析。分析 30 日 1.2 km 处的低空急流风速与降水量分布图(图 9b)可见,小时雨强大于  $50 \text{ mm}$  的强降水时段 10—12 时出现  $\geq 22 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的强东南急流,可见在 1.2 km 高度,东南急流越强,产生强降水的可能性越大,  $22 \sim 26 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的强东南急流对短时

大暴雨的产生有很好的预示作用。  $22 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的东南风低空急流要比强降水提前 2 h 左右,这与超低空急流有一致性。

同时还分析了 30 日 1.5、1.8 km 高度处的低空急流风速与降水量分布(图略),可见强降水时段 10—12 时分别出现了  $\geq 24 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,  $\geq 26 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的强东南急流,且 10—12 时短时大暴雨出现前有偏南风急流动量的快速下传,由高到低先后出现  $\geq 24 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的偏南急

流。由此得出, 1.5~1.8 km 低空 24~26  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$  的东南急流快速下传对短时大暴雨产生有一定的指示作用。

### 4.3 低空急流指数与雨强的关系

本文参照刘淑媛等(2003)提出的以 2 km 以下边界层急流中心最大风速  $V$  和 12  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$  风速在该小时中的最低位置  $D$  的比值定义一个低空急流指数  $I$  的方法来研究此次强降水过程中低空急流的演变和强降水之间的关系。用它定量表示低空急流向下扩展的程度和风速脉动的强度。图 9c 的降雨量是 30 日整个遂宁地区每小时的平均降雨量, 由图中可以看到整个强降水期间对应的  $I$  指数都较大, 低空急流的脉动和降水成正比关系,  $I$  指数增大时伴随的降水也增大, 反之降水也减弱。06—10 时急流指数增大的过程也代表动量下传的过程, 同时也预示未来该地区将有强降水产生。所以用低空急流指数  $I$  不仅可以说明低空急流的脉动以及地面扩展程度和中小尺度的强降水存在密切的联系, 还能对强降水时段的出现以及雨强的大小有一定的预示作用。

## 5 结 论

(1) 2013 年 6 月 30 日遂宁特大暴雨主要是由高原涡、西南涡以及低空急流的影响造成。其中 30 日的强降水主要源于超低空急流携带了丰富的水汽, 以及超级空急流和低空急流对对流不稳定能量释放的触发。1 日的强降水却主要因为高原低涡与西南涡在遂宁市上空的垂直耦合造成。高原涡和西南涡发生垂直耦合时高原涡和西南涡同时得到加强。

(2) 超低空急流的变化对强降水的变化有提前 2 小时的指示意义, 且 18  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$  的超低空东南急流持续出现对短时大暴雨的产生也有一定的指示意义。22  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$  的东南风低空急流要比强降水提前 2 小时左右。1.5~1.8 km 的低空 24~26  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$  的东南急流快速下传对短时大暴雨产生有一定的指示作用。

(3) 整个强降水期间对应的  $I$  指数都较大, 低空急流的脉动和降水成正比关系。急流指数增大的过程也代表动量下传的过程, 同时也预示未来该地

区将有强降水产生。用低空急流指数  $I$  不仅可以说明低空急流的脉动以及地面扩展程度和中小尺度的强降水存在密切的联系, 还能对强降水时段的出现以及雨强的大小有一定的预示作用。

### 参考文献

- 曹春燕, 江莹, 孙向明, 等. 2006. 一次大暴雨过程低空急流脉动与强降水关系分析. 气象, 32(6): 102-106.
- 陈贵川, 谌芸, 张勇, 等. 2013. “12.7.21”西南涡极端强降雨的成因分析. 气象, 39(12): 1529-1541.
- 陈永仁, 李跃清. 2013. “12.7.22”四川暴雨的 MCS 特征及对短时强降雨的影响. 气象, 39(7): 848-860.
- 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. 高原气象, 23(1): 76-80.
- 丁治英, 刘京雷, 吕君宁. 1994. 600 hPa 高原低涡生成机制的个例探讨. 高原气象, 13(4): 411-418.
- 杜倩, 覃丹宇, 张鹏. 2013. 一次西南低涡造成华南暴雨过程的 FY-2 卫星观测分析. 气象, 39(7): 821-831.
- 金巍, 曲岩, 姚秀萍, 等. 2007. 一次大暴雨过程中低空急流演变与强降水的关系. 气象, 33(12): 31-38.
- 刘富明, 杜文杰. 1987. 触发四川盆地暴雨的高原涡的形成和东移. 北京: 科学出版社, 123-134.
- 刘晓冉, 李国平. 2006. 青藏高原低涡研究的回顾与展望. 干旱气象, 24(1): 60-66.
- 刘淑媛, 郑永光, 陶祖钰. 2003. 利用风廓线雷达资料分析低空急流的脉动与暴雨关系. 热带气象学报, 19(3): 285-290.
- 王伏村, 付双喜, 张德玉, 等. 2014. 一次引发河西走廊大暴雨的高低涡的机制分析. 气象, 40(4): 412-423.
- 苗春生, 吴旻, 王坚红, 等. 2014. 一次浅薄低涡暴雨过程数值模拟及发展机制分析. 气象, 40(1): 28-37.
- 钱正安, 单扶民, 吕君宁. 1984. 1979 年夏季青藏高原低涡的统计分析及其产生的气候因子探讨//青藏高原气象科学文集(二). 北京: 科学出版社, 182-194.
- 赛瀚, 苗峻峰. 2012. 中国地区低空急流研究进展. 气象科技, 40(5): 766-771.
- 孙国武, 陈保德. 1988. 初夏青藏高原低涡发展东移的动力过程. 气象科学研究院院刊, 3(1): 56-63.
- 孙淑清, 马廷标, 孙纪改. 1979. 低空急流与暴雨相互关系的对比分析. 气象学报, 37(4): 36-44.
- 孙淑清, 瞿国庆. 1980. 低空急流的不稳定性及其对暴雨的出发作用. 大气科学, 4(4): 327-337.
- 肖红茹, 顾清源, 何光碧, 等. 2009. 一次大暴雨过程中高原低涡与西南低涡相互作用机制探讨. 暴雨灾害, 28(1): 14-20.
- 郁淑华. 2002. 高原低涡东移过程的水汽图像. 高原气象, 21(2): 199-204.
- 宗志平, 陈涛, 徐睿, 等. 2013. 2012 年初秋四川盆地两次西南涡暴雨过程的对比分析与预报检验. 气象, 99(5): 567-576.