

文章编号: 2096-1618(2016)03-0311-06

# 2014年7月龙门山脉一次持续性暴雨过程分析

王璐思<sup>1,2</sup>, 顾洪国<sup>1,2</sup>, 张晓涵<sup>1,2</sup>

(1. 广元市气象台, 四川 广元 628017; 2. 高原与盆地暴雨旱涝灾害四川省重点实验室, 四川 成都 610072)

**摘要:**为探讨龙门山脉的持续性暴雨过程成因及非地转湿 $Q$ 矢量的应用,利用2014年7月18~21日大气环流背景及天气影响系统和NCEP  $1^\circ \times 1^\circ$ 每6 h一次的再分析资料分析,结果表明:500 hPa西太平洋副热带高压外围环流稳定,阻挡西风槽东移使得其持续维持在川西高原,是这次持续性暴雨过程的大气环流背景和影响天气系统。中低层强盛的水汽输送与超级台风“威马逊”外围水汽的汇聚作用为这次持续性暴雨过程提供了充沛的水汽条件。暴雨发生前低层非地转湿 $Q$ 矢量是一个快速增加的过程。暴雨发生时700 hPa非地转湿 $Q$ 矢量辐合区与强降雨区有较好的对应关系,强降雨中心位于辐合中心东侧到零线梯度的较大处,越接近强降水时间,诊断效果越好;辐合中心与其东侧或南侧的辐散中心构成次级环流圈。同时东北—西南向的龙门山带的陡峭地形引起盆地东南气流的强烈垂直上升运动,对暴雨的增幅有重要作用。

**关键词:**气象学;持续性暴雨;诊断分析;湿 $Q$ 矢量;地形

**中图分类号:**P458.1+21.1

**文献标志码:**A

## 0 引言

暴雨是一种多发性的灾害性天气,尤其是大范围的强降雨,常造成生命财产的巨大损失。四川盆地(以下简称盆地)地处青藏高原(以下简称高原)东侧,受高原特殊地形影响,该地区的气候和天气复杂多变,预报难度大。许多研究者对四川盆地系统性和持续性的暴雨过程做了大量研究<sup>[1-7]</sup>,并运用新探测资料和诊断方法,加强对不同类型暴雨过程之间的对比分析,得到许多对实际预报业务十分有益的结论。李跃清等<sup>[5-7]</sup>研究表明,当成都边界层为东北风时,盆地边界层维持气旋式偏东流场,处于辐合、正涡度、上升运动区中,盆地未来产生暴雨等强对流天气;当风向转变(多为西南风)时,盆地边界层维持反气旋式偏南流场,处于辐散、负涡度、下沉运动区中,盆地未来是无降水晴好天气。闵文彬等<sup>[4]</sup>指出低层东南低空急流不断加强和非地转变化对暴雨起积极作用。上述研究成果无疑丰富、提高了预报员对四川盆地暴雨天气的认识。然而实际预报业务中,暴雨特别是四川盆地西部沿山一带的持续性暴雨仍是预报难点。

2014年7月18~21日盆地西部暴雨过程共持续3d,暴雨区域集中在盆地西部一线,大暴雨集中在盆地西北部龙门山脉一带。利用地面自动站降水资料、高空实况资料以及NCEP  $1^\circ \times 1^\circ$ 每6 h一次的再分析资

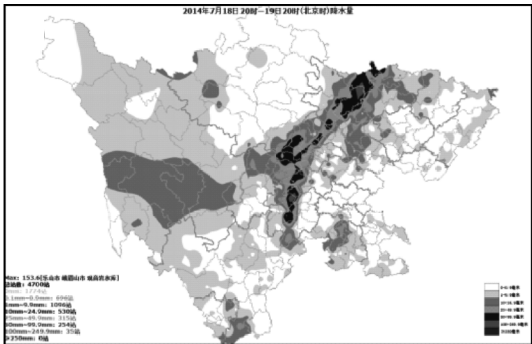
料,分别从环流背景条件以及暴雨的动力触发机制进行了分析,以期为今后盆地此类暴雨过程的预报提供有益参考。

## 1 暴雨过程概况与特点

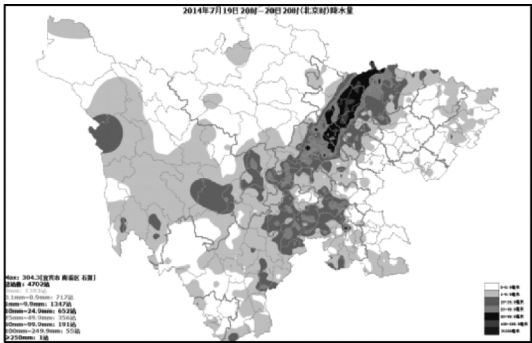
7月18日08时~21日08时,四川盆地西部连续3天出现暴雨过程,据四川省加密自动气象站数据统计,暴雨过程累计降雨量普遍在50 mm以上,其中大于100 mm的共有250站,大于200 mm的共有29站,以江油市二郎庙镇为最大,为264.2 mm。持续性强降雨导致部分乡镇道路、电力等基础设施受损、农田被淹。图1给出2014年7月18日20时~19日20时和19日20时~20日20时的24 h累计降雨量,降雨主要出现在盆地西部一线,尤其以盆地西北部龙门山脉为降雨量极大值区,呈东北—西南向。逐12 h降水量分布的演变(图略)可知,此次降雨时间具有明显的日变化:18日白天盆地西部以阵雨为主,有分散的暴雨点;夜晚降雨出现明显增幅,强降雨主要出现在盆地西北部和盆地西南部的乐山地区。19日白天强降雨范围缩小强度减弱,主要集中在广元市西部青川县、成都市西部沿山地区;夜晚降雨强度再次加强,盆地西北部中部一带普降暴雨,部分地区大暴雨。20日白天降雨强度再次减弱;夜晚强降雨雨带较前两晚略有东移,范围减小,具有明显的局地性。

收稿日期:2015-09-22

基金项目:公益性行业(气象)科研专项经费资助项目(GY-HY201206042)



(a) 18 日 20 时~19 日 20 时



(b) 19 日 20 时~20 日 20 时

图1 2014 年 7 月暴雨过程累计雨量(单位:mm)

从 7 月 18 日 08 时~21 日 08 时四川逐 3 h 强降水站数变化图上可见(图 2),20 日降雨强度最强,19 日次之;同时图中还显示,强降雨出现的时间相对集中,强降雨均在 23 时(北京时,下同)前后开始加强并持续到 05 时,上午至傍晚前后降雨强度相对较弱。

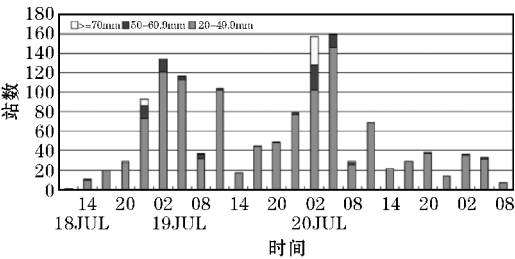


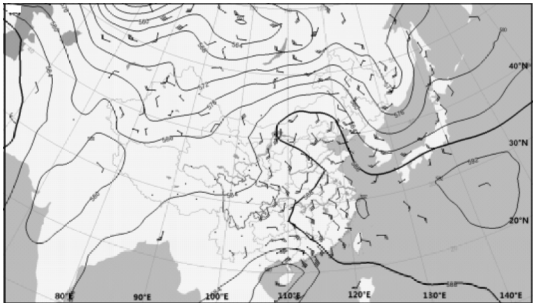
图2 2014 年 7 月 18 日 08 时~21 日 08 时  
四川逐 3 h 强降水站数变化

分析表明此次暴雨过程的主要特点是:(1)从持续时间分析,暴雨过程持续时间3 d,持续时间较长。(2)从暴雨影响范围分析,暴雨过程影响范围较小,集中在盆地西部地区,主要是盆地西北部龙门山脉一带。(3)从降水强度分析,过程短时强降雨较强,主要出现在龙门山脉一带,以对流性降雨为主。(4)从降水时段分析,过程强降雨表现出明显的夜雨特征,主要集中在 23 时至次日 05 时。

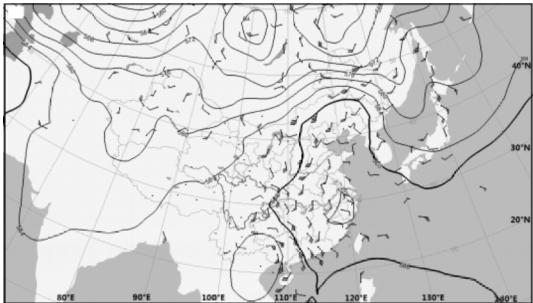
2 环流背景

暴雨过程前期,欧亚中高纬为两槽一脊形势,巴湖地区为一冷涡,其底部不断分裂短波槽东移,为持续性暴雨提供稳定的大尺度环流背景。受超强台风“威马逊”的影响,西太平洋副热带高压(以下简称副高)持续西伸北抬,其外围的能量很高,伴随热带洋面暖湿气流的输送,对暴雨的产生有重要影响。18 日 20 时(图 3a),500 hPa,副高588 dagpm已西伸至湖南重庆交界处,在中国东部形成明显的高压坝形势;川西高原上有短波槽。700 hPa以偏南风为主,850 hPa盆地东部为东南风,温江站为 $2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的西南风;同时超强台风“威马逊”中心位于琼州海峡,有一定的水汽向盆地输送。变温场上,700 hPa和850 hPa河西走廊有明显负变温,甘肃南部为弱的负变温。19 日 20 时,500 hPa,副高588 dagpm继续西伸至川渝交界处,700 hPa河西走廊—甘肃南部转为偏北风,盆地偏南风风速较前一时次有所增大;850 hPa,温江站转为 $2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的东北风,宜宾站逆转为南风,同时“威马逊”减弱西移至中越边境处,其外围的水汽通道已经完全打通,源源不断的向盆地输送水汽。变温场上,700 hPa和850 hPa已有冷空气扩散南下至盆地南部地区。

综上所述可知,在稳定的大尺度环流背景下,副高持续西伸北抬和超级台风“威马逊”共同作用,其外围源源不断地向盆地输送暖湿气流,与高原上短波槽扩散的冷空气相遇,造成持续暴雨天气。



(a) 18 日 20 时



(b) 19 日 20 时

图3 2014 年 7 月 18 日 20 时和 19 日 20 时 500 hPa  
高度场(单位:dagpm)及 850 hPa 风场(单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ )

3 水汽输送

大暴雨的产生必须有充足的水汽来源<sup>[8]</sup>。丁一汇<sup>[9]</sup>指出,孟加拉湾和南海的西南水汽输送是中国夏季暴雨的重要条件之一;谢义炳等<sup>[10]</sup>认为暴雨过程与水汽输入密切相关。因此,水汽持续不断地输送,对暴雨的发生发展至关重要。

图4为2014年7月18日20时和19日20时850 hPa的水汽场分布图,分析可知,18日20时,孟加拉湾和台风“威马逊”环流控制区内为两个水汽通量大值区,分别对应着西南气流和台风环流外侧的东南气流向中国输送水汽。从水汽分布来看,在广元市东南部和重庆市西南部各存在一水汽通量中心,强度为 $10\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ ,但水汽辐合条件较弱。19日20时,由于西南气流和东南气流共同作用,重庆市北部存在一水汽通量中心,强度加强为 $14\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ ,并且盆地内水汽辐合条件较前一日有所增强,辐合中心位于绵阳市和德阳市东部地区。

对比早晨08时和夜间20时的风场(图略)发现,由于500 hPa槽前的正涡度平流为低层降压提供了条件,再加上副高在夜间西伸,气压梯度加大,低空急流显著增强,加强了能量和水汽源源不断地输送,风速的脉动触发不稳定能量的释放,使夜雨发展旺盛。

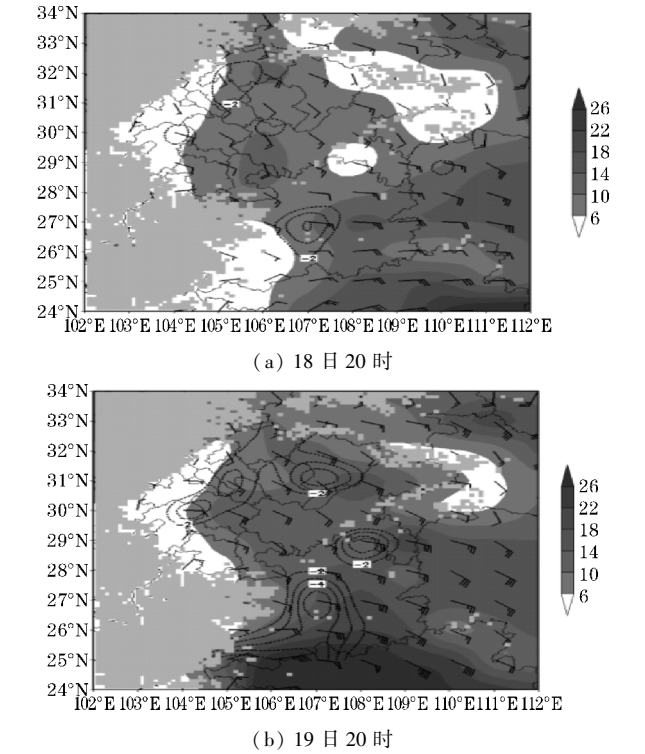


图4 7月18日20时和7月19日20时850 hPa水汽和风场(填色为水汽通量,单位: $\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ ;虚线为水汽通量负散度,单位: $10^{-5}\text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ ;风羽为风场;其中灰色阴影区域为 $0.1^{\circ}\times 0.1^{\circ}$ 分辨率1500 m以上地形)

4 探空资料分析

$K$ 指数是表征低层暖湿程度和层结不稳定程度的物理量,当 $K\geq 36\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时,容易出现强天气<sup>[11]</sup>。图5给出2014年7月18日08时和19日20时温江站探空图。由图分析,18日20时温江站深层不深厚,仅达到600 hPa附近,而19日20时湿层厚度达到400 hPa附近。分析具体物理量,18日20时和19日20时的 $K$ 指数分别为 $36\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $38\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,500 hPa与850 hPa假相当位温差值 $\theta_{se(500-850)}$ 分别为 $-14.33\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $2.17\text{ }^{\circ}\text{C}$ 且抬升指数 $LI$ 均为负值,分别为 $-2.97\text{ K}$ 和 $-2.83\text{ K}$ ,表明18日20时温江站附近大气高能且为对流不稳定,而19日20时温江站附近为弱对流稳定。18日20时和19日20时的CAPE值由08时分别跃增到1657.6和1607.9  $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ;且最大垂直上升速度 $w_{\text{cape}}$ 增大明显,18日08时从 $6.9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 增大至 $57.6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,19日08时从 $0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 增大至 $56.7\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。另外自由对流高度LFC和抬升凝结高度CCL均较低,表明在高能不稳定状态下,气块很容易出现对流上升运动<sup>[12]</sup>。

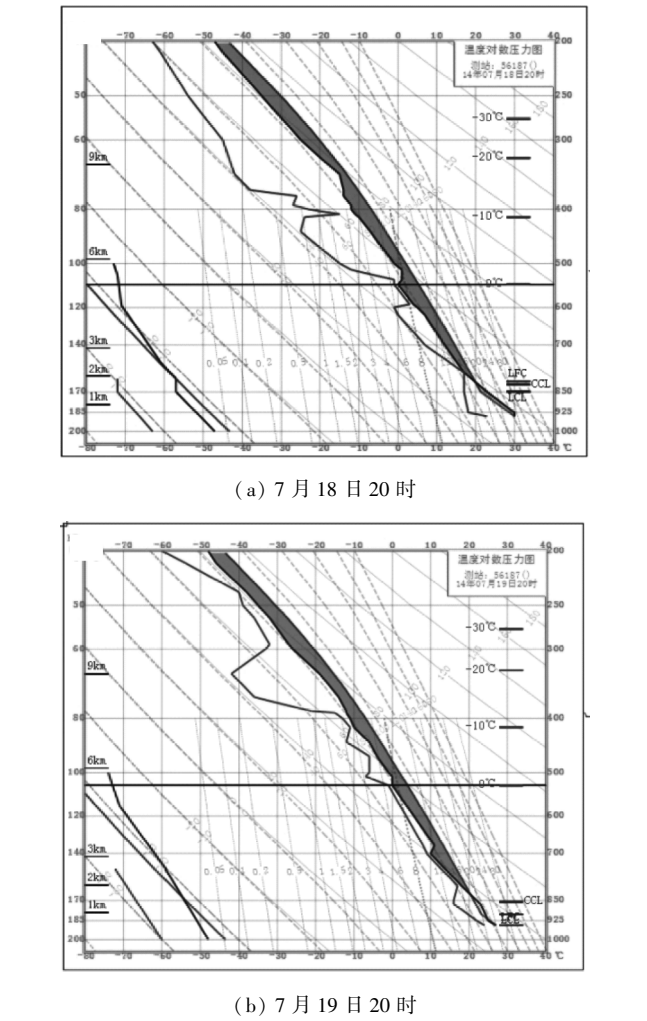


图5 2014年7月18日20时和19日20时温江站探空图



5 非地转湿  $Q$  矢量诊断分析

暴雨的发生在有充沛的水汽输送、位势不稳定和具有强烈上升运动的环境场中,朱乾根等<sup>[13]</sup>指出大气垂直运动的重要性,因而垂直运动常被作为天气系统生成和发展的一个重要指标。1978年 Hoskins<sup>[14]</sup>首先提出准地转  $Q$  矢量的概念并推导出以准地转  $Q$  矢量散度作为唯一强迫项的准地转  $\omega$  方程,但由于准地转  $Q$  矢量受到准地转近似的限制,不适于研究中尺度运动。张兴旺<sup>[15]</sup>考虑大气凝结潜热作用,提出湿  $Q$  矢量的概念。大量的研究工作表明<sup>[14-17]</sup>,湿  $Q$  矢量对暴雨落区具有较强的诊断能力,并且适用于各纬度带,尤其是700 hPa湿  $Q$  矢量的散度辐合特征与实际雨区对应最好,因而可以作为降水诊断分析的主要参考依据。

5.1 湿  $Q$  矢量表达式

根据张兴旺<sup>[15]</sup>推导出的湿  $Q$  矢量表达式如下:

$$Q^* = (Q_x^*, Q_y^*) =$$
$$\left\{ \frac{1}{2} \left[ f \left( \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial v}{\partial x} \right) - h \frac{\partial \vec{V}}{\partial x} \cdot \nabla \theta - \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{LR\omega}{C_p p} \frac{\partial q_s}{\partial p} \right) \right] \right.$$
$$\left. \left[ f \left( \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial v}{\partial y} \right) - h \frac{\partial \vec{V}}{\partial y} \cdot \nabla \theta - \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{LR\omega}{C_p p} \frac{\partial q_s}{\partial p} \right) \right] \right\}$$
$$(1)$$

由式(1)看出,非地转湿  $Q$  矢量取决于风水平和垂直切变的差异效应、风的水平梯度和温度梯度的乘积及非绝热效应。

湿  $Q$  矢量散度为强迫项的非地转  $\omega$  方程:

$$\nabla^2(\sigma\omega) + f^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = -2 \nabla \cdot Q^* \quad (2)$$

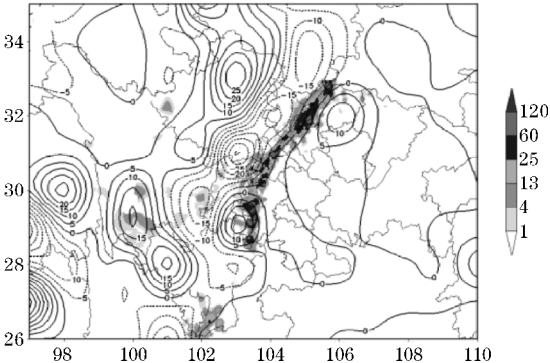
当  $\omega$  场具有波状特征时由式(2)有  $\nabla \cdot Q^* \propto \omega$ , 即当  $\nabla \cdot Q^* < 0$  时,  $\omega < 0$ , 为上升运动;当  $\nabla \cdot Q^* > 0$  时,  $\omega > 0$ , 为下沉运动。因此,可以用式(2)诊断垂直运动。

5.2 700 hPa 湿  $Q$  矢量散度场分布特征及其与强降水的关系分析

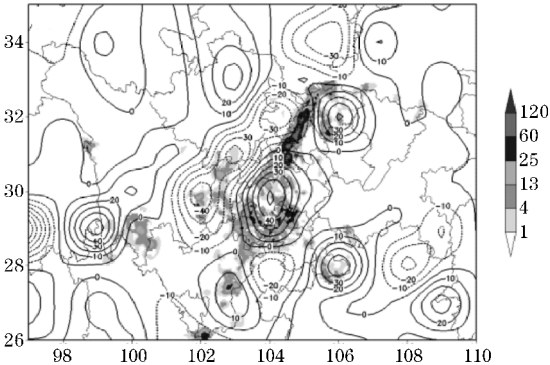
低层非地转湿  $Q$  矢量辐合区通常是上升运动激发区,其散度表示的是产生垂直运动的强迫机制,  $\nabla \cdot Q^* < 0$  的区域,非地转上升运动会在一定时间尺度内得以维持,持续一定强度的上升运动为暴雨提供有利的动力条件<sup>[17]</sup>。分析7月18日20时和19日20时700 hPa湿  $Q$  矢量散度与6 h降雨图发现,18日20时(图6a),湿  $Q$  矢量负散度在盆地西部呈东北—西南走向分布,与龙门山走向一致,辐合中心位于绵阳市西南角和成都市西部,中心值分别为-20(单位:  $1 \times 10^{-16}$

$\text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$ ,下同)和-30,对比分析盆地18日20时~19日02时6 h雨量图,盆地西北部雨带沿着龙门山脉呈东北—西南走向,强降水中心位于绵阳市中部,处于辐合中心东部到零线之间的梯度较大处;盆地西南部强降水雨区位于乐山市中部偏南地区,与湿  $Q$  矢量正散度重叠,对应效果较差。分析原因可能是因为盆地西南部喇叭口地形的影响。19日20时(图6b),湿  $Q$  矢量散度在盆地西部龙门山一带呈东北—西南走向分布,辐合中心位于绵阳市西南部,中心值为-30,对比分析盆地19日20时~20日02时6 h雨量图,盆地西北部强降水中心位于德阳市和绵阳市中部,处于辐合中心东部到零线之间的梯度较大处,同样,盆地西南部的降水与湿  $Q$  矢量负散度对应关系较差。

另外,从图6还反映出,湿  $Q$  矢量散度场的辐散和辐合区域或成条或成团状相间分布,在降水区对应的辐合中心(对应上升气流区)的东侧或南侧有辐散中心(对应下沉气流区)存在,从而构成一个次级环流圈,其上升支输送暖湿不稳定空气是雨带发生的必要条件,而次级环流圈加强引起暖湿不稳定上升气流的加强是使雨带强盛的重要条件。同时,上升区东侧或南侧的下沉气流的维持,增强又是使辐合上升及对流运动得到激发、维持和增强的不可缺少的因素<sup>[16]</sup>。



(a) 7月18日20时

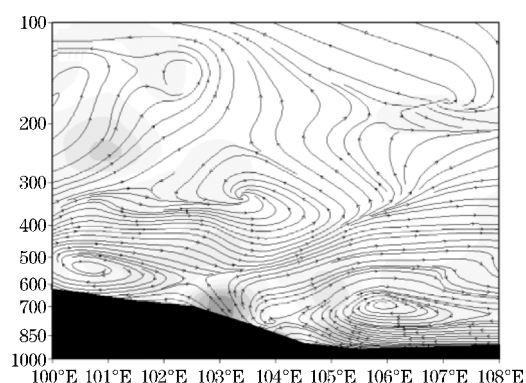


(b) 7月19日20时

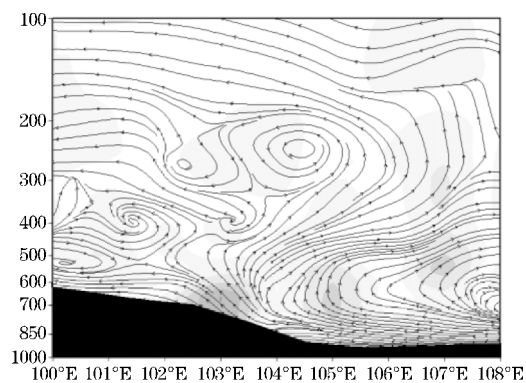
图6 2014年7月18日20时和19日20时湿  $Q$  矢量散度  
(单位:  $1 \times 10^{-16} \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$ ) 叠加6 h雨量图(单位: mm)

## 6 地形作用

地形对暴雨的影响主要体现在爬坡作用、狭管效应、背风波作用、地形对摩擦层顶垂直运动的影响等方面<sup>[19]</sup>。当山地走向与中低层特别是边界层风向交角较大时,暖湿气流沿迎风坡爬升造成降水出现增幅。分析沿 $31^{\circ}\text{N}$ 的流场和垂直速度的纬向剖面图(图7),在强降雨主要时间段,盆地东部低层以东风为主,在 $104^{\circ}\text{E} \sim 105^{\circ}\text{E}$ 由于东北—西南向的龙门山带影响使得偏东风气流受迫抬升产生较大速度的垂直上升运动,上升运动中心位于 $103^{\circ}\text{E}$ ,高度到达对流层中层500 hPa左右;而在 $106^{\circ}\text{E} \sim 108^{\circ}\text{E}$ 则存在下沉运动(18日20时)或较弱的上升运动(19日20时),形成一个次级环流圈,与上文由湿 $Q$ 矢量分析的结果一致。山脉迎风坡不仅使气流被迫抬升,形成地形性垂直上升运动,同时在低空急流左侧产生的次级环流,加强了垂直上升运动的发展,高低空急流耦合作用加强,使得降水出现增幅。



(a) 7月18日20时



(b) 7月19日20时

图7 2014年7月18日20时和19日20时沿 $31^{\circ}\text{N}$ 的流场及垂直速度(阴影,单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ )纬向剖面图(黑色部分为高原地形)

## 7 结论

利用地面自动站降水资料、高空实况资料以及NCEP  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 每6 h一次的再分析资料,对2014年7月18~21日四川盆地西部持续性暴雨过程进行分析,主要结论如下:

(1)此次暴雨过程强降水存在明显的日变化,强降雨在23时前后开始加强并持续到05时,上午至傍晚前后降雨强度相对较弱。

(2)暴雨过程在副高西伸加强时发生发展,结合超级台风“威马逊”外围东南暖湿气流的输送,水汽条件和能量条件充沛。

(3)在盆地西北部非地转湿 $Q$ 矢量辐合区与强降雨区有较好的对应关系,强降雨中心位于辐合中心东侧到零线梯度的较大处,越接近强降雨时间,诊断效果越好;辐合中心与其东侧或南侧的辐散中心构成次级环流圈。

(4)东北—西南向的龙门山带的陡峭地形引起盆地东南气流的强烈垂直上升运动,对暴雨的增幅有重要作用。

## 参考文献:

- [1] 郝淑华. 诱发泥石流灾害的四川盆地大暴雨过程分析[J]. 气象, 2002, 28(8): 251-288.
- [2] 顾清源, 肖递祥, 黄楚惠, 等. 低空急流在副高西北侧连续性暴雨中的触发作用[J]. 气象, 2009, 35(4): 59-67.
- [3] 陈忠明, 杨康权, 伍红雨. 湿斜压热动力耦合强迫激发辐合增长和暴雨维持的一种机制[J]. 物理学报, 2009, 58(6): 4362-4371.
- [4] 闵文彬, 陈忠明, 高文良, 等. “2001. 9. 18”华西突发性强暴雨的中尺度分析[J]. 高原气象(增刊), 2003, 22: 110-118.
- [5] 李跃清. 长江上游暴雨的边界层动力研究诊断[J]. 大气科学, 1996, 20(1): 73-78.
- [6] 李跃清, 彭虎, 张波. 成都边界层风场演变天气意义的检验[J]. 高原气象, 1997, 16(3): 331-336.
- [7] 李跃清. 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, 2000, 24(5): 641-648.
- [8] 徐双柱, 邹立维. 一次梅雨期暴雨的中尺度数值模拟分析[J]. 暴雨灾害, 2008, 27(1): 17-23.

- [9] 丁一汇,胡国全. 1998年中国大洪水时期的水汽收支研究[J]. 气象学报, 2003, 61(2): 129-145.
- [10] 谢义炳,戴武杰. 中国东部地区夏季水汽输送个例计算[J]. 气象学报, 1959, 30(2): 173-185.
- [11] 黄治勇,王钰,王兴涛,等. 鄂东南一次大暴雨过程成因分析与潜势预报[J]. 暴雨灾害, 2007, 26(2): 125-129.
- [12] 肖递祥,杨康权,祁生秀. 2011年7月四川盆地两次突发性暴雨过程的对比分析[J]. 气象, 2012, 38(2): 1483-1490.
- [13] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等. 天气学原理和方法[M]. 北京:气象出版社, 2000: 619.
- [14] Hoskins, B J, Draghici, H C Davies. A new look at the  $\omega$ -equation[J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 1978, 104: 31-38.
- [15] 张兴旺. 湿  $Q$  矢量表达式及其应用[J]. 气象, 1998, 24(8): 3-7.
- [16] 刘运成. 川北“05.7.18”大暴雨的湿  $Q$  矢量诊断分析[D]. 兰州:兰州大学, 2006.
- [17] 鲁亚斌,普贵明,赵宁坤,等. “2006.10”云南严重秋季连阴雨水汽输送特征和湿  $Q$  矢量分析[J]. 气象科学, 2009, 29(1): 64-70.
- [18] 岳彩军,寿绍文. 几种  $Q$  矢量的比较[J]. 南京气象学院学报, 2002, 25(4): 525-532.
- [19] 马力,冯汉中,杨进,等. 四川省天气预报手册[M]. 成都:西南交通大学出版社, 2014: 99.

## The Analysis of a Persistent Torrential Rain happened in Longmen Mountain in July 2014

WANG Lu-si<sup>1,2</sup>, GU Hong-guo<sup>1,2</sup>, ZHANG Xiao-han<sup>1,2</sup>

(1. Guangyuan Meteorological Observatory, Guangyuan 628017, China; 2. Heavy Rain and Drought-Flood Disasters in Plateau and Basin Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu 610072, China)

**Abstract:** In order to analyze the cause and the use of the convergence of the wet  $Q$ -vector of the continuous torrential rain process in the Longmen mountain, the material of atmospheric circulation background, weather impact system and the NCEP reanalysis data ( $1^\circ \times 1^\circ$ ) from NCEP/NCAR center on July 18-21, 2014. The results indicate that the stabilization of the environmental field of peripheral of the western pacific subtropical high, mak the upper trough maintain in the Chuanxi plateau the rainstorm's atmospheric circulation background and affect the weather system. The strong water vapor transport in the lower troposphere combined with vapor transportation of the super typhoon “RAMMASUN” provided abundant water vapor for the continuous torrential rain process. Before the heavy rain, the convergence of the wet  $Q$ -vector increase rapidly in the lower troposphere. In the heavy rain, the horizontal distribution of the convergence of the wet  $Q$ -vector at the level 700 hPa correspond well with the heavy rainfall center of the same period of time, and the position of maximum rainfall is near the east of the convergence center. The closer it gets to the heavy rain time, the better the diagnosis results. The convergence and divergence center constitute the secondary circulation. The steep northeast to southwest terrain of the Longmen Mountain play a important role in increasing the rainfall that cause the southeast airflow upward motion strongly.

**Key words:** meteorology; persistent torrential rain; diagnostic analysis; the wet  $Q$ -vector; terrain