

文章编号: 2096-1618(2016)04-0413-06

重庆夏季低涡无暴雨的气候学分析

宋美洋¹, 顾建峰², 刘海文^{1,3}, 石鹏翔¹, 段伯隆¹

(1. 成都信息工程大学大气科学学院 高原大气与环境四川省重点实验室, 四川 成都 610225; 2. 中国气象局, 北京 100081; 3. 重庆市气象科学研究所, 重庆 401147)

摘要: 为了研究对流层中低层中尺度低涡未给重庆夏季带来暴雨的原因, 使用 1979 ~ 2011 年 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的 ERA-Interim 再分析资料和重庆市逐日降水资料, 采用天气学诊断、合成分析等方法, 从天气、气候学角度, 对重庆上空有低涡无暴雨日的天气形势和大尺度降水条件进行分析, 结果表明, 30 余年来, 虽然 54 例低涡未给重庆带来暴雨, 但是从气候上讲, 大约有 1/3 的低涡能给重庆带来小于暴雨等级的降水; 未给重庆带来暴雨的低涡主要来自于新疆、过河西走廊及川北地区较干的西北气流和西风带过青藏高原较干的绕流、在重庆上空形成; 该低涡在垂直结构上虽然也具有在对流层中低层为气旋性辐合, 中高层为反气旋性辐散的特征, 但是由于重庆大部分地区并不位于高空急流右侧的辐散区, 使高空急流对低层大气的抽吸作用受到限制, 加之在低涡日, 来自孟加拉湾、南海的水汽主要在广西、湖南以及江西一带形成的水汽大值区, 重庆远离该大值区, 这些都使重庆难以发生暴雨。

关键词: 气候学; 中尺度低涡; 重庆; 无暴雨; 高空急流

中图分类号: P463.3

文献标志码: A

0 引言

在中国, 对流层中低层中尺度低涡主要有西南涡和西北涡^[1]。作为对流层中低层的西南涡, 就造成暴雨天气的强度、频数和范围而言仅次于台风^[1-3]。大量研究表明, 当西南低涡移出四川盆地, 发展东移时, 常给长江中下游以及西南地区带来极端天气, 尤其是灾难性暴雨天气^[4-7]。Kuo et al.^[8]通过分析发生在 1981 年 7 月 11 ~ 15 日的四川暴雨(81.7 暴雨)时认为, 由于位于四川盆地的西南低涡和青藏高原产生的另外一个中尺度低涡合并而造成 81.7 暴雨。Chen 和 Dell'Oso^[9]通过数值模拟实验认为, 欧洲中心的全球格点模式能够提前 4 d 预报出导致 81.7 暴雨的西南低涡。Wang 和 Orlanski^[10]通过研究青藏高原东部的西南低涡后认为, 1979 年 7 月 14 ~ 15 日的西南低涡产生于高原东侧的西南低涡滞留区, 并且认为如果没有潜热释放, 动力不稳定以及大尺度气流和高原地形的相互作用的强迫这 3 方面的因素, 不足以产生可以观测到的西南低涡。Wang et al.^[11]通过研究 1987 年 6 月 24 ~ 27 日青藏高原东部对流层中层涡旋认为, 由于副热带高压的西伸和高原槽的加深发展, 导致 3 个中尺度对流系统的产生。Fu et al.^[12]通过能量收支的方法, 研究了 2008 年 6 月 11 ~ 13 日导致中国华南暴雨的西南低涡的东移和传播过程, 认为动能的产生和平流作用是最重要的动能来源。

最近, Li et al.^[13]使用区域集合预报系统, 从集合预报的角度分析和研究了西南低涡停滞移动的环流条件, 认为西南低涡中心附近向西倾斜的高空槽和低层下游地区的湿气流以及上游地区的干空气配置, 有利于西南低涡的东移和发展。西南低涡在全年各月均有出现, 以 4 ~ 9 月居多, 是夏半年造成西南地区重大降水过程的主要影响系统^[2]。其中重庆市位于西南低涡源地的下游地区, 东移发展的西南低涡对重庆的天气有着重要影响^[14-17]。诸如: 1935 年 7 月上旬长江流域“35.7”特大暴雨^[14]; 1981 年 7 月中旬川渝地区发生了百年不遇的“81.7 大洪水”; 1998 年夏季长江流域出现的洪涝灾害; 这些特大灾害多与西南低涡的发生发展有密切的关联。赵思雄^[18]等对 2004 年 9 月重庆大暴雨过程所做的研究表明, 西南低涡由起始的 β 中尺度系统, 最后发展达 α 中尺度系统; 西南低涡影响期内的雨量最强, 范围最大。刘晓冉^[19]等利用中尺度模式 WRF 对 2011 年 6 月中旬重庆地区出现的区域性暴雨天气过程进行数值模拟, 西南低涡的成熟阶段维持对流层底层与正涡度中心相耦合的动力结且伴随有强烈上升运动最终发展至对流层高层; 位涡收支诊断表明潜热释放引起非绝热作用项有利于底层位涡增长, 非绝热作用项的垂直结构与垂直通量散度项相反抑制高层位涡增长, 对西南低涡的生成及其发展有重要作用。孙婕^[20]等对 2009 年 8 月初重庆地区由于西南低涡东移引发的强降水过程进行了综合诊断分析, 研究表明暴雨区低层正涡度、水汽辐合旋转上升与高层负涡度、水汽辐散的配合是触发暴雨的有利动力机

收稿日期: 2015-12-21

基金项目: 重庆市气象局开放式研究基金资助项目(KFJJ-201102); 重庆市博士后科研资助项目(渝xm201103028)

制。翟丹华^[21]等对重庆中西部西南低涡暴雨个例进行统计和合成分析后认为,重庆中西部西南低涡暴雨是在高空急流、高空槽、西太平洋副热带高压和西南低涡相互作用下产生的。

上述研究大都针对导致暴雨的西南低涡而进行,然而并不是所有的西南低涡都能带来暴雨^[14]。比如,张颢等^[22]分析了两次相似的东移西南低涡,但是其造成山东降水的范围和强度却差别很大。在文献^[23]研究的基础上,进一步分析未至重庆夏季暴雨的对流层中低层中尺度低涡,以期经过比较分析,进一步深化认识重庆上空对流层中低层中尺度低涡对重庆地区天气、气候的影响,这对川渝地区的防灾、减灾工作,有着非常重要的意义。

1 资料与方法

所用资料包括:

(1)重庆市气候中心提供的 1979 ~ 2011 年重庆市 34 个观测站夏季逐日降水资料;

(2)1979 ~ 2011 年一日 4 次的 ECMWF 再分析资料(ERA Interim),其水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$,垂直分辨率为 17 层,气象要素包括位势高度场、风场、温度、比湿、垂直速度等。

为了分析对流层中低层中尺度低涡未给重庆带来暴雨天气的原因,定义上述重庆 34 站中无一站点日降水达到暴雨量级的,称该日为重庆无暴雨日。由于重庆上空对流层中低层中尺度低涡未必都是西南低涡,因此,不考虑低涡的源地,把位于重庆上空对流层中低层的中尺度低值系统,简单地统称为重庆上空对流层中低层中尺度低涡;参照卢敬华^[15]关于西南低涡的定义,在 $28^\circ\text{N} \sim 32.5^\circ\text{N}$, $105^\circ\text{E} \sim 110.5^\circ\text{E}$, 在 700 hPa 或 850 hPa 天气图上,至少在一日 4 次的两个时次内出现一条闭合等压线,且风场具有明显的气旋性环流,为一次影响重庆夏季天气的低值系统,在此简称为重庆低涡。通过统计,1979 ~ 2011 年夏季共有 54 例在重庆上空出现低涡但无暴雨。文中的夏季指 6, 7, 8 月。

在计算重庆低涡导致降水的气候平均值时,按照公式(1)进行:

$$\bar{r}_i = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n r_{ij} \quad (i = 1, \dots, 34) \quad (1)$$

其中 n 代表低涡无暴雨的个例次数, $n = 54$ 。其中 \bar{r}_i 代表 i 站点的平均值, 共有 34 个观测站。

从地面到 300 hPa 进行垂直积分计算水汽通量^[24], 公式为:

$$\text{纬向的水汽通量: } Q_\lambda = \frac{1}{g} \int_{300}^{P_s} (uq) dp \quad (2)$$

$$\text{经向的水汽通量: } Q_\varphi = \frac{1}{g} \int_{300}^{P_s} (vq) dp \quad (3)$$

其中: g 为重力加速度, 单位为 $\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$; q 为各层比湿, 单位为 $\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$; u, v 分别为 u 方向和 v 方向的风速, 单位为 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$; P_s 为地表气压; Q_λ 、 Q_φ 为水汽通量, 单位为 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

2 重庆夏季低涡无暴雨日平均降水量和降水次数的空间分布

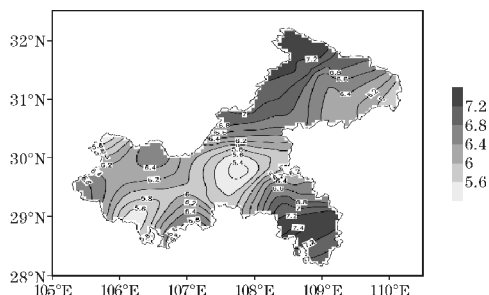


图1 54例重庆夏季低涡无暴雨日平均降水的空间分布

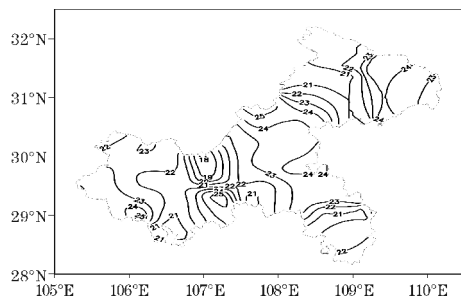


图2 54例重庆夏季低涡无暴雨日降水次数的空间分布

图1是由式(1)计算出的54例平均的低涡无暴雨的重庆降水空间分布。由图可见,经过平均后,重庆低涡带来的降水值都普遍偏小,降水的极大值主要位于重庆东北部城口以及东南部酉阳、秀山一带,降水的极小值中心主要位于重庆丰都、涪陵附近,降水中心值为 5.4 mm。图2给出的是 54 例低涡给重庆带来降水的次数空间分布图。图2和图1空间分布存在很大不同。从气候上讲,重庆低涡导致的降水次数重庆在整个重庆地区差异不是十分明显,这从另一方面说明了低涡给重庆带来的降水具有很大的局地性。从降水次数的空间分布来看,低涡给重庆各地区带来降水的次数差别不是太大,即使在发生次数最少的重庆渝北和长寿地区,都有 18 次小于暴雨的降水次数,这表明,至少有 1/3 的重庆低涡能给重庆带来小于暴雨的降水。

3 重庆夏季低涡无暴雨的环流特征分析

图3给出54例平均低涡无暴雨的700 hPa位势高

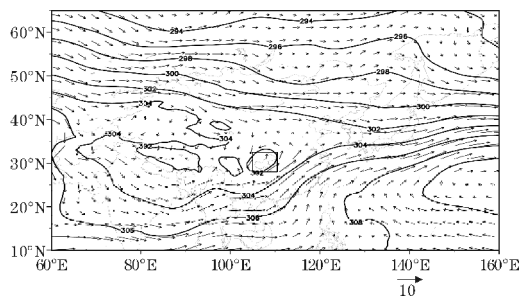


图 3 54 例重庆夏季平均低涡无暴雨日
700 hPa 位势高度和水平风场

度和水平风场图。由图可见,在整个重庆上空,有一个以302 dagpm为特征线的闭合低压中心,且从风场来看,围绕这个闭合等值线的是一气旋性环流,风压场之间存在着准地转关系。在欧亚大陆的中高纬地区,表现为振幅较小的两槽两脊型,其中两个脊分别位于贝加尔湖地区和鄂霍次克海地区,两个槽则分别位于巴尔喀什湖以北地区和大兴安岭以北地区附近。中纬度环流相对平直,来自于新疆、过河西走廊和川北地区的西北气流和西风带环流绕过青藏高原到达重庆上空的西南气流,在重庆上空形成一个气旋性环流。西太平洋副热带高压中心位于海上,副高的外围线304 dagpm等位势线位于重庆东部,副热带高压脊线明显偏南,虽然副高和重庆低涡也能形成“东高西低”的形势,但是位置偏南的副热带高压不利于南海地区的水汽到达重庆上空,影响重庆上空的偏南气流主要来自于西风带过青藏高原的绕流,显然这样的西南气流要比来自于海上的偏南气流要干,因此,这可能是重庆低涡未产生暴雨的一个重要原因。

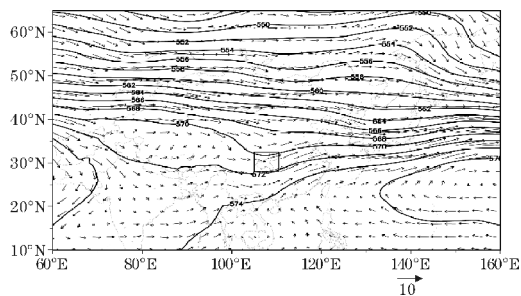


图 4 54 例重庆夏季平均低涡无暴雨日 500 hPa 位势高度

对应于 700 hPa 平均位势高度合成图,在500 hPa 平均位势高度图上(图 4),欧亚大陆中高纬度地区也表现出振幅较小的“两槽两脊”型,其中两脊分别位于贝加尔湖北部地区和鄂霍次克海地区,两槽分别位于巴尔喀什湖以北地区和阿尔泰地区,两个脊则分别位于贝加尔湖北部和鄂霍次克海地区;700 hPa上的两槽两脊和500 hPa上的两槽两脊表现为相当正压结构。在700 hPa重庆上空的中尺度低涡在500 hPa高度上,已经表现为西风槽,这也说明了重庆夏季中尺度低涡

的浅薄性。在重庆西部的高原上空,尽管没有明显的闭合高值系统,但在环流场上表现为明显的反气旋性环流,这意味着青藏高原在500 hPa已有所表现,副热带高压也位居海上,而且其位置偏东和偏南的特征要比700 hPa更加明显。

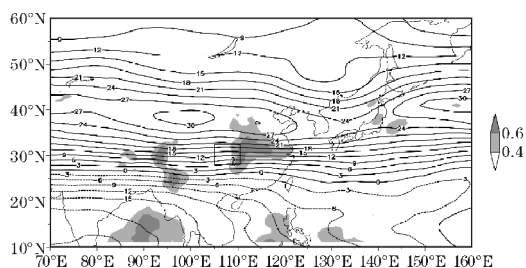


图 5 54 例重庆夏季平均低涡无暴雨日
200 hPa 高空西风(等值线)和散度(阴影)

为了揭示高空急流在低涡无暴雨中的作用。图 5 给出 54 例平均重庆夏季低涡无暴雨日200 hPa高度上纬向风散度分布的空间分布图。由图可见,在重庆上空对流层中高层,存在一个高空急流核,急流中心位于重庆西北部的甘肃一带。伍荣生^[25]指出,在高空急流区的大风核左侧为气旋性涡度中心,在其左前方和右后方为正涡度平流区和辐散区;而在大风核的右前方和左后方情形相反,为负涡度平流区和辐合区。因此,通过入口区的垂直环流圈为暖空气上升、冷空气下沉的直接环流,而在出口区相反,为暖空气下沉,冷空气上升的间接环流圈。由图 5 可以看出在该急流的出口处右侧,存在一个散度正值区,这和 Uccellini^[26]、伍荣生^[25]及丁一汇^[27]等认为高空急流轴出口处右侧为辐合区并不相同。由图 5 知重庆上空200 hPa处大部分地区并不位于高空急流右侧的辐散区,换言之重庆上空200 hPa辐散不明显,这样的散度分布不利于在重庆上空形成强烈的上升运动,因此不利于重庆暴雨的产生。

4 重庆夏季低涡无暴雨日大气的动力学分析

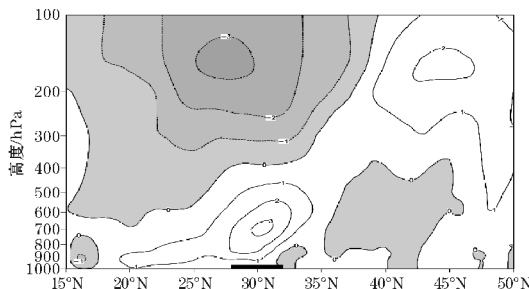


图 6 54 例重庆平均低涡无暴雨日
涡度沿 107°E 的纬度-高度剖面合成图

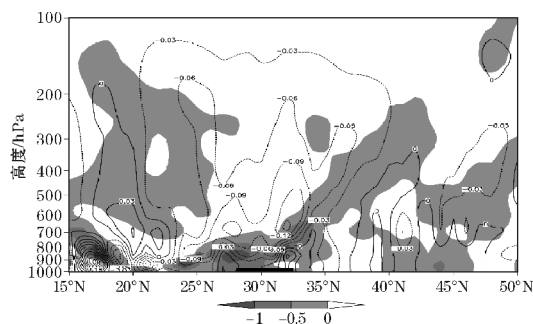


图7 54例重庆平均低涡无暴雨日散度(阴影)和垂直速度(等值线)沿107°E的纬度-高度剖面合成图

图6给出54例重庆平均低涡无暴雨日涡度沿107°E的纬度-高度剖面合成图。由图可见,对流层中低层500 hPa以下,主要以正涡度为主,这和对流层中低层存在一个中尺度低涡有关。大约在600 hPa高度以上,重庆上空主要以负涡度为主,负涡度中心主要位于对流层中高层200~100 hPa,且位于重庆南部地区。图7给出54例重庆平均低涡无暴雨日散度沿107°E的纬度-高度剖面合成图,图7和图6相比,在重庆上空同样表现为700 hPa以下为负的散度,700 hPa以上为正的散度分布特征。另外从垂直运动来看整个重庆上空的对流层都表现为上升运动,上升运动的中心位于重庆上空的700 hPa左右,这也与图1重庆上空存在的中尺度气旋性低涡相对应。结合图5的散度分布,重庆上空200 hPa高度的辐散并不明显,不利于强烈的上升运动发生和发展。这样的高低空配置造成了重庆地区产生西南低涡但并未形成暴雨的现象。

5 重庆夏季低涡无暴雨日的水汽条件分析

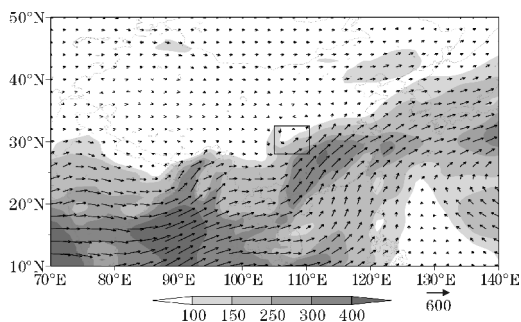


图8 54例重庆平均低涡无暴雨日水汽通量及其矢量分布合成图

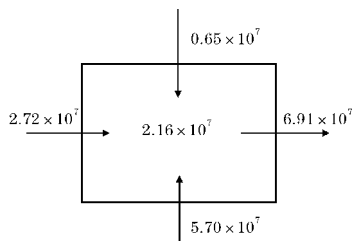


图9 54例重庆平均低涡无暴雨日水汽收支合成图

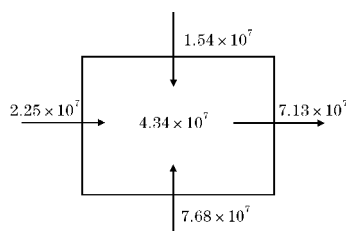


图10 54例重庆平均低涡暴雨日水汽收支合成图

水汽供应是产生降水的一个必要条件^[28],图8给出54例重庆平均夏季低涡无暴雨日时整层积分的水汽输送图。由图可见,影响中国大陆的水汽大值区主要位于广西、湖南以及江西一带,重庆位于这个大值中心的边缘,而且只有重庆南部地区的水汽通量值超过了 $100 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,来自于高纬度较干的水汽在重庆北部形成一个“凹型”缺口,这样的水汽条件,显然不利于重庆暴雨的发生。以图8中的矩形区域作为重庆区域,计算了重庆区域4个边界的水汽收支(图9),结果表明,重庆夏季低涡无暴雨的水汽主要由3个边界供应,其中南边界水汽供应最多,北边界贡献十分有限,东边界为水汽的输出边界,这和图8所示的水汽来源基本一致。图10是文献[23]给出的重庆低涡暴雨的水汽收支图。对比分析图9和图10,无论是低涡暴雨还是低涡无暴雨,整个重庆地区都表现为水汽盈余,但是形成暴雨的水汽盈余是未形成暴雨时重庆地区水汽盈余的2倍。

6 结论

利用1979~2011年重庆逐日台站降水资料和 $1^\circ \times 1^\circ$ ERA Interim再分析资料,通过天气学诊断、合成分析(平均)等方法,分析了影响重庆夏季无暴雨的环流特征,得出以下结论:

(1)近30年来,重庆低涡无暴雨共有54例。虽然重庆低涡未能够给重庆带来暴雨天气,但是从气候学上讲,几乎1/3的低涡能给重庆带来小于暴雨量级的降水天气,重庆低涡带来的降水极大值区主要位于重庆的东北部和东南部地区,极小值中心主要位于重庆的丰都、涪陵附近。

(2)影响重庆低涡无暴雨的欧亚大陆主要表现为振幅不大的“两槽两脊”型,其中两个脊分别位于贝加尔湖地区和鄂霍次克海地区,两个槽则位于巴尔喀什湖和大兴安岭以北地区。来自于新疆、过河西走廊和川北地区的西北气流和西风带过青藏高原的绕流、在重庆上空对流层中低层形成一个中尺度低涡。

(3)重庆从地面到对流层顶虽然都为上升运动,但由于副热带高压的位置偏南,来自孟加拉湾、南海的

水汽主要在中国广西、湖南以及江西一带形成一个大值区,重庆位于这个大值区的边缘,副高南部的东南水汽很难到达重庆地区,且来自于高纬度的干冷水汽在重庆北部地区形成一个“凹型缺口”,这样的水汽条件,显然不利于重庆暴雨的发生。

参考文献:

- [1] 刘红武,李国平.近三十年西南低涡研究的回顾与展望[J].高原山地气象研究,2008,(2): 68-73.
- [2] 李国平.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,2013,(3):1-6.
- [3] 何光碧.西南低涡研究综述[J].气象,2012, 38(2):155-163.
- [4] Tao, S Y. The Heavy Rainfalls in China[M]. Science Press, 1980:225.
- [5] Lu, J H. Introduction to the Southwest Vortices [M]. Meteorological Press,1986:276.
- [6] Chen Z M, Xu M, Min W B, et al. Relationship between abnormal activities of southwest vortex and heavy rain the upper reach of Yangtze River during summer of 1998[J]. Plateau Meteorology, 2003, 22(2): 162-167.
- [7] Chen T, Zhang F, Duan Y. A study of relationship between a southwest vortex and mesoscale convective system during the severe ‘6.12’ rainstorm event in Guangxi Province. Acta Meteorol [J]. 2011, 69(3): 472-485.
- [8] Kuo Y, Cheng L, Bao J. Numerical simulation of the 1981 Sichuan flood. Part I: evolution of a mesoscale southwest vortex. Monthly Weather Review [J]. 1998,116:2481-2504.
- [9] Chen S J, Dell’Osso L. Numerical prediction of the heavy rainfall vortex over eastern Asia monsoon region[J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 1984, 62(5):730-747.
- [10] Wang B, Orlanski I. Study of a heavy rain vortex formed over the eastern flank of the Tibetan Plateau [J]. Monthly Weather Review, 1987, 115 (7):1370-1393
- [11] Wang W, Kuo Y H, Warner T T. A diabatically driven mesoscale vortex in the lee of the Tibetan Plateau[J]. Monthly weather review, 1993, 121 (9): 2542-2561.
- [12] Fu S, Sun J, Zhao S, et al. The energy budget of a southwest vortex with heavy rainfall over south China[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2011, 28(3): 709-724.
- [13] Li J, Du J, Zhang D L, et al. Ensemble - based analysis and sensitivity of mesoscale forecasts of a vortex over southwest China[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2014, 140(680): 766-782.
- [14] 陶诗言. 中国之暴雨[M]. 北京:科学出版社, 1980, 225.
- [15] 卢敬华. 西南低涡概论[M]. 北京:气象出版社, 1986:263.
- [16] 乔全明,张雅高. 青藏高原天气学[M]. 北京:气象出版社,1994:156.
- [17] 蒋璐君,李国平,母灵,等. 基于 TRMM 资料的西南涡强降水结构分析[J]. 高原气象, 2014, 33(3).
- [18] 赵思雄,傅慎明. 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, 2007, 31(6):1059-1075.
- [19] 刘晓冉,李国平. 一次东移型西南低涡的数值模拟及位涡诊断[J]. 高原气象,2014,33(5).
- [20] 孙婕,李国平. 西南低涡东移引发重庆暴雨的综合诊断[J]. 高原山地气象研究, 2013,(2): 10-17.
- [21] 翟丹华,刘德,李强,等. 引发重庆中西部暴雨的西南低涡特征分析[J]. 高原气象,2014,33 (1):140-147
- [22] 张飒,程相坤. 造成山东不同天气的两个西南低涡异同分析[J]. 气象,1998,24(1):20-24.
- [23] 石鹏祥,刘海文. 影响重庆夏季暴雨的中尺度低涡的气候学特征[J]. 成都信息工程大学学报,2016,(3).
- [24] 丁一汇. 天气动力学中的诊断分析方法[M]. 北京:科学出版社, 1989:293.
- [25] 伍荣生. 现代天气学原理[M]. 北京:高等教育出版社,1999:319.
- [26] Uccellini L W, Johnson D R. The Coupling of Upper and Lower Tropospheric Jet Streaks and Implications for the Development of Severe Convective Storms[J]. Mon. wea. rev, 1979, 107: 682-703.
- [27] 丁一汇. 高等天气学[M]. 北京:气象出版社, 2005:139.

- [28] 刘海文, 丁一汇. 华北汛期大尺度降水条件的年代际变化[J]. 大气科学学报, 2011, 34 (2):146-152.

The Summery without Heavy Rainfall Climatic Characteristics Associated with the Mesocale Low Vortex over Chongqing

SONG Mei-Yang¹, GU Jian-feng², LIU Hai-wen^{1,3}, SHI Peng-xiang¹, DUAN Bo-long¹

(1. College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu 610225, China; 2. China Meteorological Administration, Beijing 100081, China; 3. Chongqing Institute of Meteorological Sciences, Chongqing 401147, China)

Abstract: To study the reason that why the mesoscale low vortex in the lower troposphere can not form the heavy rainfall in the Chongqing area during summer. Based on the daily precipitation data from 34 stations in Chongqing and ERA-Interim daily reanalysis datasets from 1979-2011 the synoptic situation and large-scale precipitation conditions when exist low vortex can not form the heavy rainfall is analyzed by means of composite analysis combining diagnostics methods. The result show that in the last 30 years, there are 54 produc low vortex while not form the heavy rain and about one third of the low vortex will produce precipitation The low vortex in Chongqing which not produce heavy rainfall is formed by the drier airflow com from Xinjiang though the north of Sichuan and the Hexi Corridor bypassing the Tibetan plateau. The low vortex vertical structure show that cyclonic convergence in the middle and lower troposphere, anticyclonic divergence in the middle and higher troposphere, but the most area of Chongqing is not on the right side of the divergence of the upper-level jet stream he upper-jet stream pumping action has been restricted esides in the low vortex of the day, the distance between Chongqing and the high value of the water vapor which come from the Bay of Bengai and South China Sea, all of these makes it hard for Chongqing.

Key words: climatology; mesoscale low vortex; Chongqing; wihtout heavy rainfall; upper-level jet