

# 双流一次强降水的数值研究

周梓杨<sup>1</sup>, 张军辉<sup>2</sup>

<sup>1</sup>成都信息工程大学, 大气科学学院, 四川 成都

<sup>2</sup>中国民用航空西南地区空中交通管理局, 四川 成都

收稿日期: 2021年9月28日; 录用日期: 2021年10月27日; 发布日期: 2021年11月3日

## 摘要

为了进一步研究双流地区的强降水, 本文用成都信息工程大学实习台中的常规天气图与温江探空资料, 根据某次强降水过程前后的风场特征、层结状态及环流形势等, 分析高低空的中小尺度天气系统对双流地区强降水的影响。再利用欧洲气象数据资料管理中心(ERA-interim)的再分析研究资料, 从水汽条件、不稳定能量的释放和动力抬升作用等方面分析本次强降水过程的主要成因。通过天气学诊断分析方法, 对双流2019年7月11日发生的一次强降水进行分析, 结果表明: 1) 发生在成都双流的此次降水是在高低空天气系统影响、共同作用下产生的对流性短时强降水过程。2) 首先, 在水汽条件方面, 双流区的比湿强度达到13 g/kg, 水汽辐合中心的最大值达到 $-12 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 。双流区上空较强的水汽辐合和比湿场为本次短时强降水提供了充足的条件。其次, 在热力条件方面, 双流地区正处于假相当位温高值中心范围内,  $\theta_{se}$ 达到 $80^\circ\text{C}$ ,  $\Delta\theta_{se500-850}$ 达到 $-10^\circ\text{C}$ 。最后, 在动力条件方面, 四川西南地区上空存在一个强度为 $-0.7 \text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右的上升中心; 双流地区850 hPa的涡度最大值为 $2\cdot\text{s}^{-1}$ , 上升气流强盛, 500 hPa上中心值为 $-4\cdot\text{s}^{-1}$ , 为下沉气流, 这种对流层中低层的正负涡度配置导致了对流层低层大气中不稳定能量的释放, 促进了强降水天气过程的形成。3) 对温江站的探空资料进行分析, 在降水前成都地区的K指数、沙氏指数和抬升指数的变化表明此时成都地区上空大气层结正从潜在不稳定向真实不稳定转变。CAPE指数的值相较于上午增加了几十倍, 发生强对流天气的可能性大大增加。同时对流有效位能远远大于对流抑制能量的值, 表明此时大气层结处于真潜不稳定状态, 一旦低层大气中生成了小扰动, 很容易打破CIN的束缚, 进而发展成强对流。

## 关键词

水汽条件, 不稳定能量释放, 动力抬升, 天气学诊断分析, 对流性短时强降水

# Numerical Study on a Heavy Precipitation in Shuangliu Area

Ziyang Zhou<sup>1</sup>, Junhui Zhang<sup>2</sup>

<sup>1</sup>College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu Sichuan

<sup>2</sup>Southwest Regional Air Traffic Administration of Civil Aviation of China, Chengdu Sichuan

文章引用: 周梓杨, 张军辉. 双流一次强降水的数值研究[J]. 气候变化研究快报, 2021, 10(6): 613-630.

DOI: 10.12677/ccrl.2021.106072

## Abstract

In order to further study the heavy precipitation in Shuangliu area, this paper, based on the wind field characteristics, stratification state and circulation pattern before and after a heavy precipitation process, analyzes the influence of high and low altitude mesoscale synoptic system on the heavy precipitation in Shuangliu area by using the conventional synoptic chart and Wenjiang radiosonde data in the practice platform of Chengdu University of Information Technology. Based on the reanalysis data from ERA-Interim, the main causes of the heavy precipitation process are analyzed from the water vapor conditions, the release of unstable energy and the dynamic lifting effect. Heavy precipitation occurring in Shuangliu area on July 11, 2019 was analyzed by means of synoptic diagnostic analysis method. The results show that: 1) The precipitation occurring in Shuangliu area was a short time convective heavy precipitation process under the influence of high and low altitude weather system. 2) First, in terms of water vapor conditions, the specific moisture intensity in Shuangliu area reaches 13 g/kg, and the maximum value of the water vapor convergence center reaches  $-12 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ . The strong water vapor convergence and specific humidity field over Shuangliu area provided sufficient conditions for this short time heavy rainfall. Secondly, in terms of thermal conditions, Shuangliu area is in the center of the high value of false equivalent potential temperature, where  $\theta_{se}$  reaches  $80^\circ\text{C}$  and  $\Delta\theta_{se500-850}$  reaches  $-10^\circ\text{C}$ . Finally, in terms of dynamic conditions, there is a rising center with an intensity of  $-0.7 \text{ Pa/s}$  above Shuangliu area. The maximum vorticity of 850 hPa in Shuangliu area is  $2/\text{s}$ , the updraft is strong, and the central value of 500 hPa is  $-4/\text{s}$ , which is the downdraft. Such configuration of positive and negative vorticity in the middle and lower troposphere leads to the release of unstable energy in the lower troposphere, and promotes the formation of heavy precipitation weather process. 3) Based on the analysis of the radiosonde data of Wenjiang Station, the changes of K index, Sand index and uplift index in Chengdu before the precipitation indicate that the atmospheric node over Chengdu is changing from potential instability to real instability at this time. The value of the CAPE index increased dozens of times compared with that in the morning, which greatly increased the possibility of severe convective weather. At the same time, the effective potential energy of convection is much larger than the value of convective inhibition energy, which indicates that the atmospheric junction is in the true latent instability state at this time. Once a small disturbance is generated in the lower atmosphere, it is easy to break the constraint of CIN and develop into strong convection.

## Keywords

Water Vapor Conditions, Unstable Energy Release, Dynamic Uplift, Synoptic Diagnosis and Analysis, Short Convective Heavy Precipitation

Copyright © 2021 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

## 1. 引言

### 1.1. 研究背景

中国气象上规定, 24 h 降水量达到 50 mm 及以上的强降水称为“暴雨”。就四川而言, 盆地大多地

区夏季都是频繁下暴雨。其主要原因是在高原槽的带动下, 中低空的弱冷空气沿着盆地西侧逐渐渗透, 频繁与西太副高(西太平洋副热带高压)边缘的暖湿气流交汇, 同时西太副高比较稳定, 导致四川-陕甘一带长期维持降雨。尤其是四川盆地, 频频成为高原天气系统影响的重点地区, 成为强降水的频发中心, 导致了比较严重的内涝和洪水灾害。为了减轻甚至避免强降水给我们带来的这些损失及危害, 我们要足够地了解强降水, 了解强降水形成的机制, 影响强降水的因素等等, 就可以在面对强降水的时候不再那么被动, 而能更加主动地进行预防。于是本文对双流 2019 年 7 月 11 日白天的一次强降水过程进行数值研究, 为以后成都地区短时强降水的临近预报和预警提供一定的依据。

## 1.2. 研究现状

近年来, 气象科研人员在强降水的形成原理等方面作了大量的研究。朱乾根等[1]对于暴雨的形成条件提出了三点: 充分的水汽供应、强盛的上升运动和较长的持续时间。对此, 李俊等人[2]做了补充: 适当的流场也是形成暴雨的必要条件。由于青藏高原的热力和动力作用, 导致高原涡和西南涡在青藏高原或其周边地区形成, 它们是影响四川强降水的重要中尺度天气系统, 对暴雨的形成有决定性的意义, 故而已经有很多气象科研人员对高原涡、西南涡影响四川盆地强降水的形成等相关问题进行了研究并取得了一定进展(陶诗言, 1977; Tao and Ding, 1981) [3]。魏葳[4]等人认为发生暴雨时, 高空槽、西南涡、 $\beta$  地面气旋的维持和发展为其提供了必要的动力和水汽条件。王中等人[5]提到高原涡与西南涡之间有互相耦合的现象, 并且当它们在结合了低层弱冷气流和低空辐合的条件时也能形成暴雨。并且通过分析热力及动力条件, 在满足上述条件形成暴雨的过程发生前, 某些物理量要素会出现较为明显的变化。而李晓容等人[6]认为强降水发生的动力条件是低空辐合高空辐散的高低空配置, 与强降水的发生发展与低空的中尺度辐合天气系统息息相关, 并且该地面天气系统对于对流积雨云团的产生和发展具有重要的预示作用。张文军等人[7]认为导致强降水产生的条件有: 初始不稳定能量, 低层辐合高层辐散的流场特征等等。冯晋勤等[8]人认为当有充沛的水汽供应、适当的大尺度环流形势和较强的地形抬升作用及动力抬升作用, 同时地面或低空有冷空气袭来时会导致短时强降水的形成。王成鑫等人[9]对四川盆地在地形抬升等作用下的持续性强降水天气过程进行了详细的研究, 他们认为强降水是在高低空天气系统相互作用下形成的, 并且通过数值模拟等实验结果证实了这一观点。唐钱奎等人[10]对成都地区某一次区域性短时强降水天气过程中的各项对流指数数据展开了细致的研究分析, 结果表明: 短时强降水的产生、维持及发展与稳定度指数之间有着一定的对应关系, 并且该天气过程是在强热力条件与强动力条件的共同作用下产生的结果, 故而部分对流指数可以作为短时强降水的预警、临近预报的一种指标或给其提供一定的参考依据。胡勇林等人[11]指出低空切变辐合和高空低槽辐散的高低空配置是形成短时强降水天气过程的前提条件之一, 而中尺度对流积雨云团的旺盛发展是导致短时强降水天气形成的直接原因。而伍志方等人[12]认为低空辐合高空辐散的配置以及低空急流等引起的强烈抽吸作用为短时强降水提供了有利的环流形势。章开美[13]对南昌某次短时强降水的形成机制问题进行了详细的研究分析, 其中提到可以利用卫星气象资料来对短时强降水的演变过程进行追踪监测, 从而为暴雨的临近预报和预警提供依据。宋雯雯等人[14]分析了四川盆地某次短时强降水过程的水汽通量和流场等要素的特征, 最后得出结论为: 水汽密度的垂直结构分布能够反映出大气中可降水量的分布情况。师锐等[15]人指出高空为干冷气流而低空气流暖且湿的流场结构, 会形成高层冷平流下沉运动和低层暖平流上升运动的互相补偿机制, 大大促进了强对流天气的形成。周长春等人[16]指出, 高低空天气图上水平风场的极大值区和辐合中心带对于强降水的发生区域及其移动和发展具有重要的指示意义。徐诚等人[17]认为对流积雨云团发展的强烈程度与强降水天气的形成有着极其密切的联系, 而强降水天气持续时间的长短与对流积雨云团的生命期有对应关系。这些相关研究不仅揭示了暴雨形成的机制,

还分析了导致发生暴雨的动力条件、热力条件、水汽条件等, 有助于提升对暴雨的预报准确度, 对于国防和社会主义经济建设有着重要的帮助。

### 1.3. 研究意义

我国西南地区位于亚洲内陆, 地域广阔, 地形地貌极为复杂, 气候变化多样, 降水时空分布不均, 容易发生洪涝泥石流等自然灾害, 对国防以及社会主义经济建设造成重大的损失。四川盆地每年都有因强降水天气引发的灾害, 进而造成人员伤亡和人民的财产损失。成都经常发生局地暴雨过程, 强降雨时间短, 强度大, 范围窄, 地域特点突出, 对人们的正常生活产生了较大的不良影响。虽然已经有许多前辈们对暴雨进行了细致的研究, 然而对范围较小的暴雨的研究仍然需要加强, 因此对暴雨的发生以及发展的研究仍然是重点。为了减少甚至避免强降水天气给我们带来的经济损失以及对人身安全的威胁等, 我们要详细地研究并摸透强降水形成的机制, 影响强降水的因素等等, 就可以更加主动的对强降水进行预防、预报、预警。所以, 本文对成都双流的一次短时强降水天气过程进行数值研究, 为今后成都地区短时强降水的临近预报和预警提供一定的参考依据。

## 2. 资料与方法

### 2.1. 研究区域概况

四川盆地是中国四大盆地之一, 位于中国大陆西南地区, 总面积约  $2.6 \times 10^5 \text{ km}^2$ , 由青藏高原、云贵高原、大巴山、华莹山围绕而成, 四周山地丘陵平均海拔大多都在 1~3 km 左右。四川属于亚热带湿润气候区, 由于盆地的地形相对封闭, 相较于同纬度其他地方, 四川盆地在冬季的气温更高。不少研究表明盆地地形复杂对该地区的降水和气候具有极大的影响。总而言之, 因为四川地域广阔、气候多样以及地形地貌复杂, 导致其降水时空分布不均, 容易发生洪涝泥石流等自然灾害。

### 2.2. 资料概况

本文所用的资料包括:

1) 成都信息工程大学气象楼实习台资料, 内容包括 2019 年 7 月 10~12 日的高空、地面、卫星、雷达的常规观测资料和温江站探空资料。

2) 欧洲气象资料中心(ERA-interim) 2019 年 7 月份 500 hPa 和 850 hPa 上的温度、降水量、比湿、水平风场、垂直速度、涡度、相对湿度等再分析研究资料, 空间分辨率为  $1^\circ \times 1^\circ$ , 时间分辨率为 6 h。

### 2.3. 研究方法

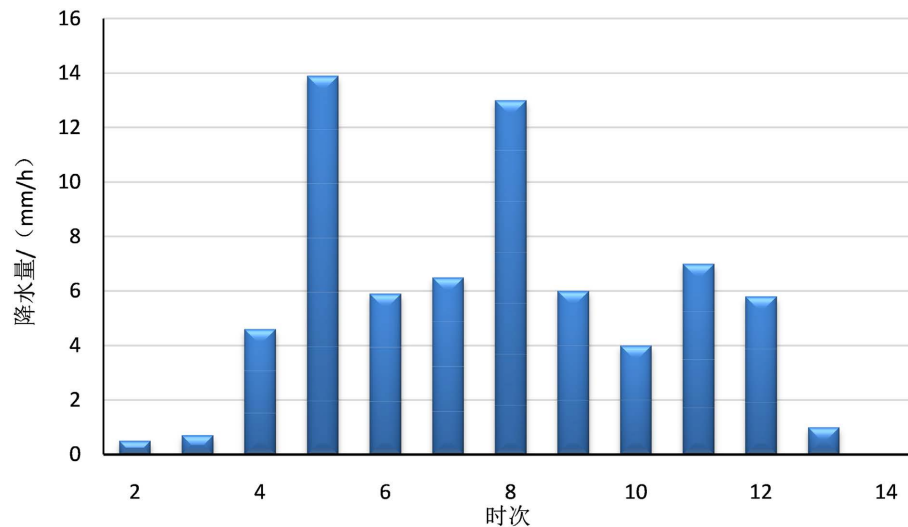
目前, 大量的专家学者对暴雨的研究都主要集中在某一方面或以单一地区为研究范围, 如对环流系统、和对强降水的数值模拟等, 或者研究降水范围较大, 如我国市级及以上地区。在本篇文章中, 将对成都市双流区的一次强降水过程进行数值研究。首先从环流形势中找出本次强降水的主要影响系统。其次在水汽条件、热力条件、动力条件方面进行分析。最后通过温江探空资料分析不同的对流性参数与强降水之间的联系, 为暴雨的研究及预报提供这一方面的参考意见。

## 3. 研究结果

### 3.1. 天气实况与天气形势分析

#### 3.1.1. 天气实况

根据图 1 可知, 双流地区在 11 日 02 时开始下雨, 一开始为小雨, 但到了 04 时降水量突增, 其中



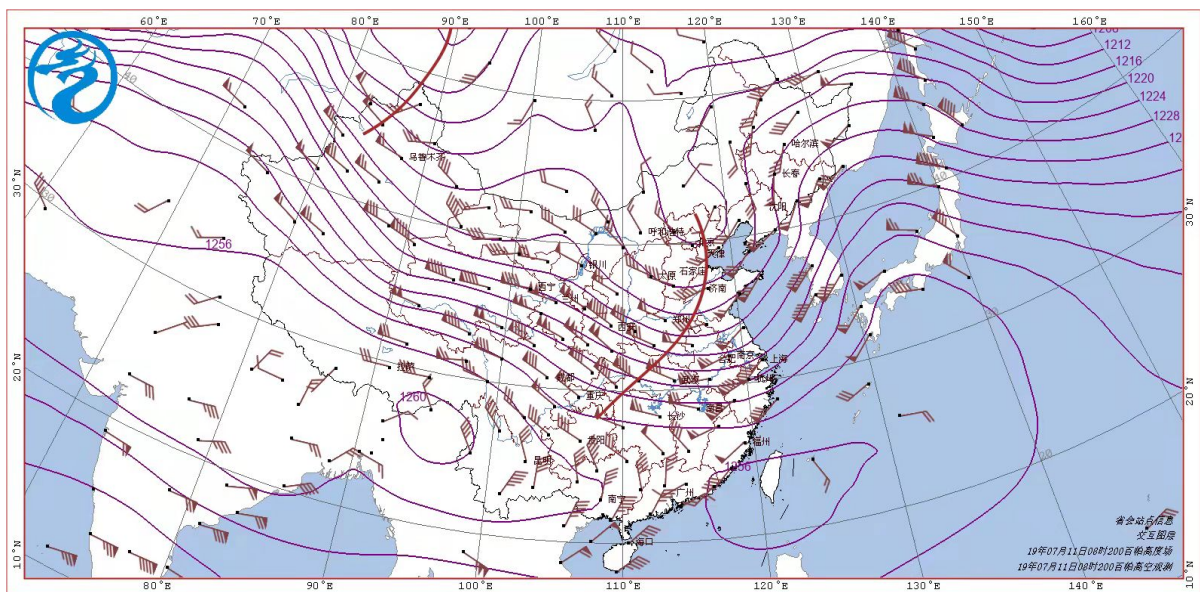
**Figure 1.** Total precipitation for one hour from 02:00 to 14:00 BT on 11 July 2019

**图 1.** 2019 年 7 月 11 日 02 时至 14 时一小时累计降水量

05 时和 08 时雨强达到最大, 达到了 12 mm/h。本次短时强降水过程主要集中在 04~12 时, 降水在 11 日 14 时左右结束, 双流 1 小时最大降水量为 13.8 mm, 累计降水量达到 68.4 mm, 已达到暴雨标准。

### 3.1.2. 天气形势分析

强降水往往是由不同高度、不同尺度的环流系统配合、相互作用产生, 而连续性的强降水应该产生于比较稳定的大尺度环流形势和有利的高低空系统配置之下。我们可以通过分析天气形势来了解强降水发生时的大尺度系统。以下为 2019 年 11 日 08 时中国地区天气形势分析:

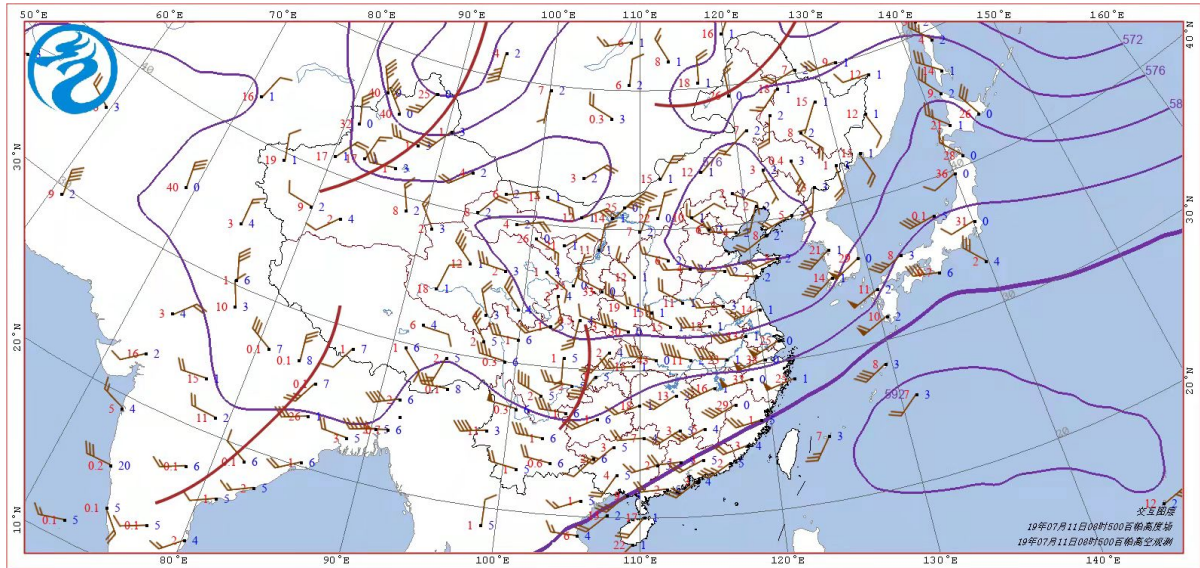


**Figure 2.** Upper level char at 200 hPa at 08:00 10 July 2019

**图 2.** 2019 年 7 月 11 日 08 时 200 hPa 环流形势

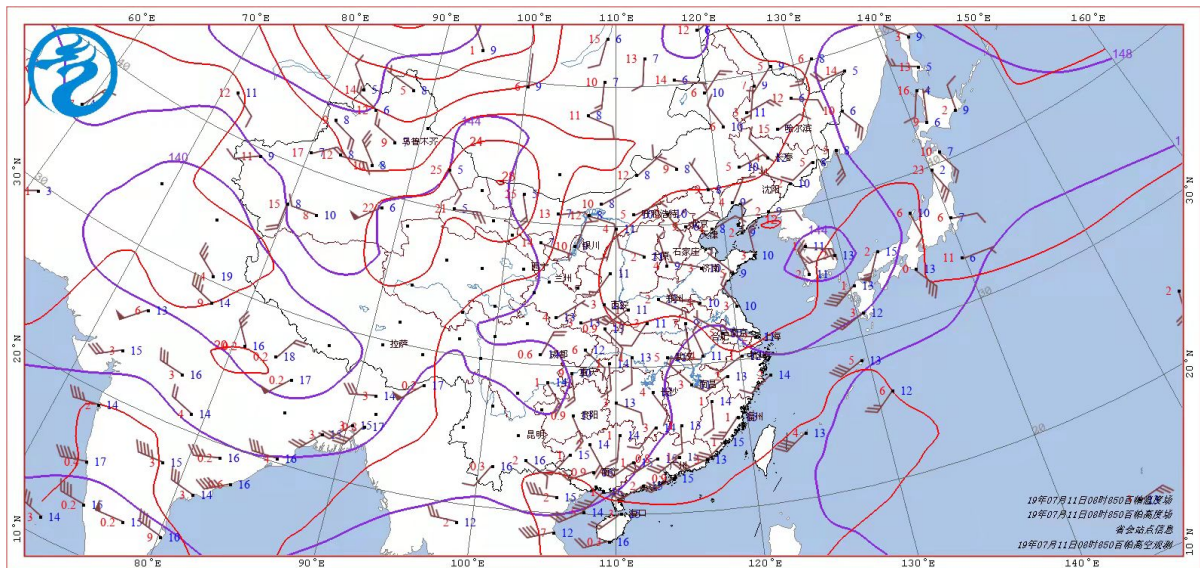
在 200 hPa 高空图上(图 2), 有两个大的西风槽, 一个位于贝加尔湖以东, 延伸至新疆地区, 另一个位于华中地区, 延伸至华南地区, 两槽构成阶梯槽, 同时青藏高原上有一高压系统。在西北部的槽和青藏高原

的夹挤作用和华中的低槽后部西北气流共同作用下导致 20°N~40°N 范围内形成高空西风急流, 急流中心随着槽脊的发展逐渐东移。11日 08时急流中心移动到陕甘一带, 急流区中心风速极大值达到了 42 m/s 左右。双流位于急流中心出口区右侧, 受到辐散气流的控制, 形成对低层的抽吸作用, 有利于对流的维持和发展。



**Figure 3.** Upper level char at 500 hPa at 08:00 10 July 2019  
**图 3.** 2019 年 7 月 11 日 08 时 500 hPa 环流形势

今日 08 时 500 hPa 高空图(图 3)上四川盆地存在一个小槽, 高原东部有高脊发展, 西北气流加强, 高原南侧有波动, 且有与高原西侧波动合并的趋势。双流地区处在槽后脊前的西北干冷气流控制下。高原西南部向印度半岛延伸出一南支槽。该槽前正的涡度平流导致四川西部低空气旋性涡度增加, 从而使四川西部暖湿气流不断辐合上升, 为维持强降水提供了动力条件。其次南支槽槽前西南暖湿气流不断向盆地输送, 为降水提供了部分水汽来源, 与西北干冷空气在盆地汇合。



**Figure 4.** Upper level char at 850 hPa at 08:00 10 July 2019  
**图 4.** 2019 年 7 月 11 日 08 时 850 hPa 环流形势

850 hPa (图 4)上盆地风场强度较小, 不利于系统变化。成都的温度露点差很小, 比湿较大, 说明本地有一定的水汽辐合条件。其次, 成都地区有弱的辐合区, 虽然今早 500 hPa 上形势较好, 但是低层形势对天气不利。盆地东北部以弱的偏南风为主, 有利于南部的弱冷空气回流。南下的冷平流与孟加拉湾的西南暖湿气流在盆地相遇。且重庆贵州地区以偏南风为主, 有利于从南海来的水汽在四川盆地汇聚。

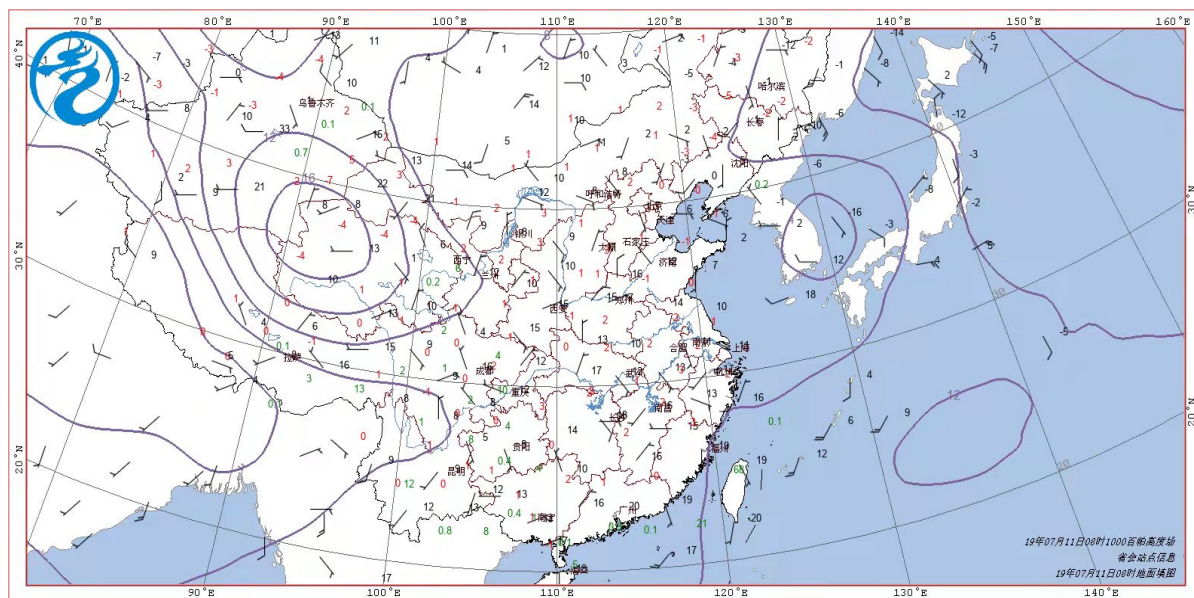


Figure 5. Upper level char at ground situation at 20:00 10 July 2019

图 5. 2019 年 7 月 11 日 08 时地面形势

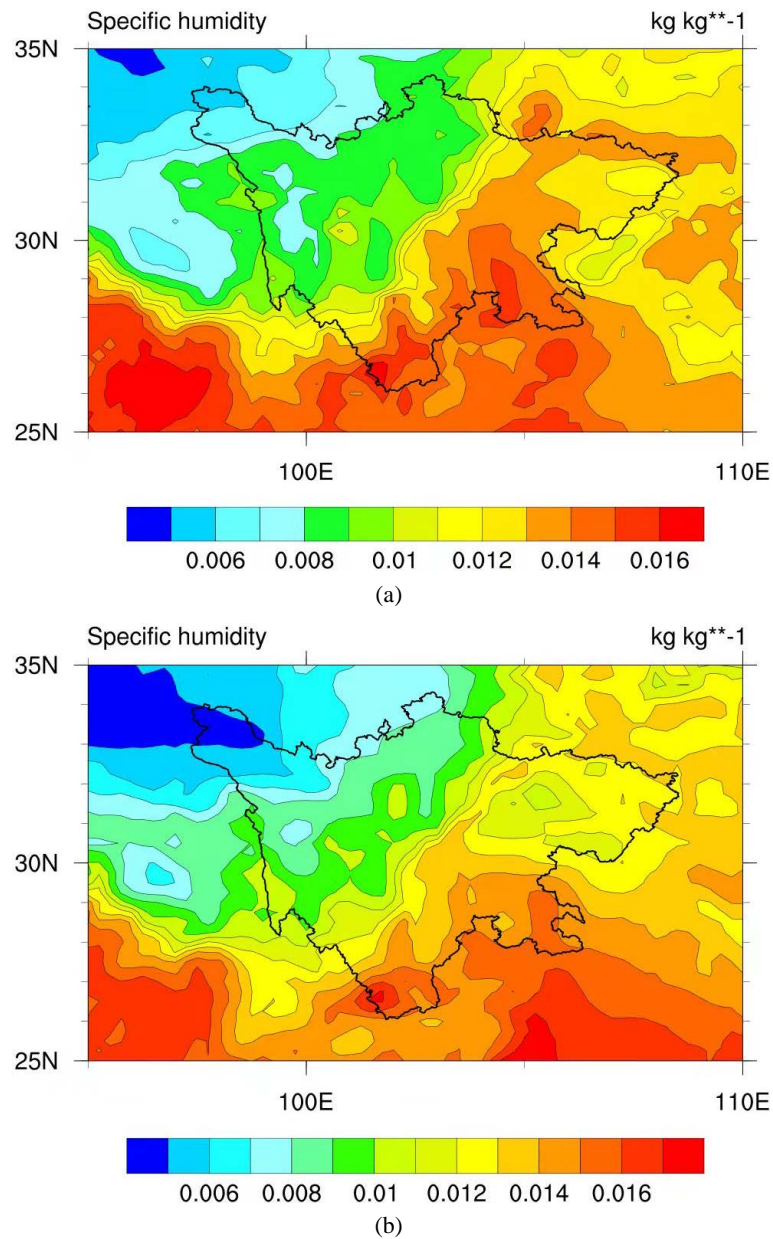
根据地面图(图 5)所示, 西北地区和朝鲜半岛均有一冷高压系统引导冷空气南下。四川盆地 24 小时变温较小, 均在 $-1$  到  $2$  之间, 而 3 小时变压也普遍在  $1$  hPa 左右, 说明进入盆地的变压不明显。此时成都已经出现了降水, 且降水量高于周围地区, 此次降水带了遍布整个西南地区。

综上所述, 200 hPa 和 500 hPa 上高空急流对低空的抽吸作用, 使对流不断发展, 最终形成了高空辐散、低空辐合的高低空配置。500 hPa 高原低槽前的正涡度平流诱发盆地西部低层气旋性涡度增加。成都地区有弱的辐合区, 虽然今早 500 hPa 上形势较好, 但是低层形势对天气不利。孟加拉湾的西南暖湿气流和低空重庆贵州广西地区的东南风为盆地带来南海的水汽, 提供了充足的水汽条件。同时低槽后西北干冷空气南下入侵维持和促进了对流的发展。在高低空天气系统的共同作用下, 使得双流地区产生强降水。

## 3.2. 水汽条件分析

### 3.2.1. 比湿场

水汽在大气里面占据的比例很小, 仅仅占大气的 4% 不到, 但水汽却是大气中最为活跃的成分。水汽不仅对于生命有着极其重要的意义, 而且水汽存在的三相变化在各种物理过程中起着重要的作用。降水的条件之一就是大气中要有足够的水汽, 或周围地区向降水发生地输送了大量的水汽。湿空气中包含水汽与干空气, 表示湿空气中水汽含量多少的物理量称为空气湿度。指示空气湿度的基本重要参量之一就是比湿  $q$ , 比湿  $q$  是指水汽的质量与湿空气的质量之比, 正常情况下大气中的比湿均小于 0.04。



**Figure 6.** Specific humidity at 850 hPa on 02:00 (a) and 14:00 (b) of 11 July 2019 (color filling, unit:  $\text{kg}\cdot\text{kg}^{-1}$ )

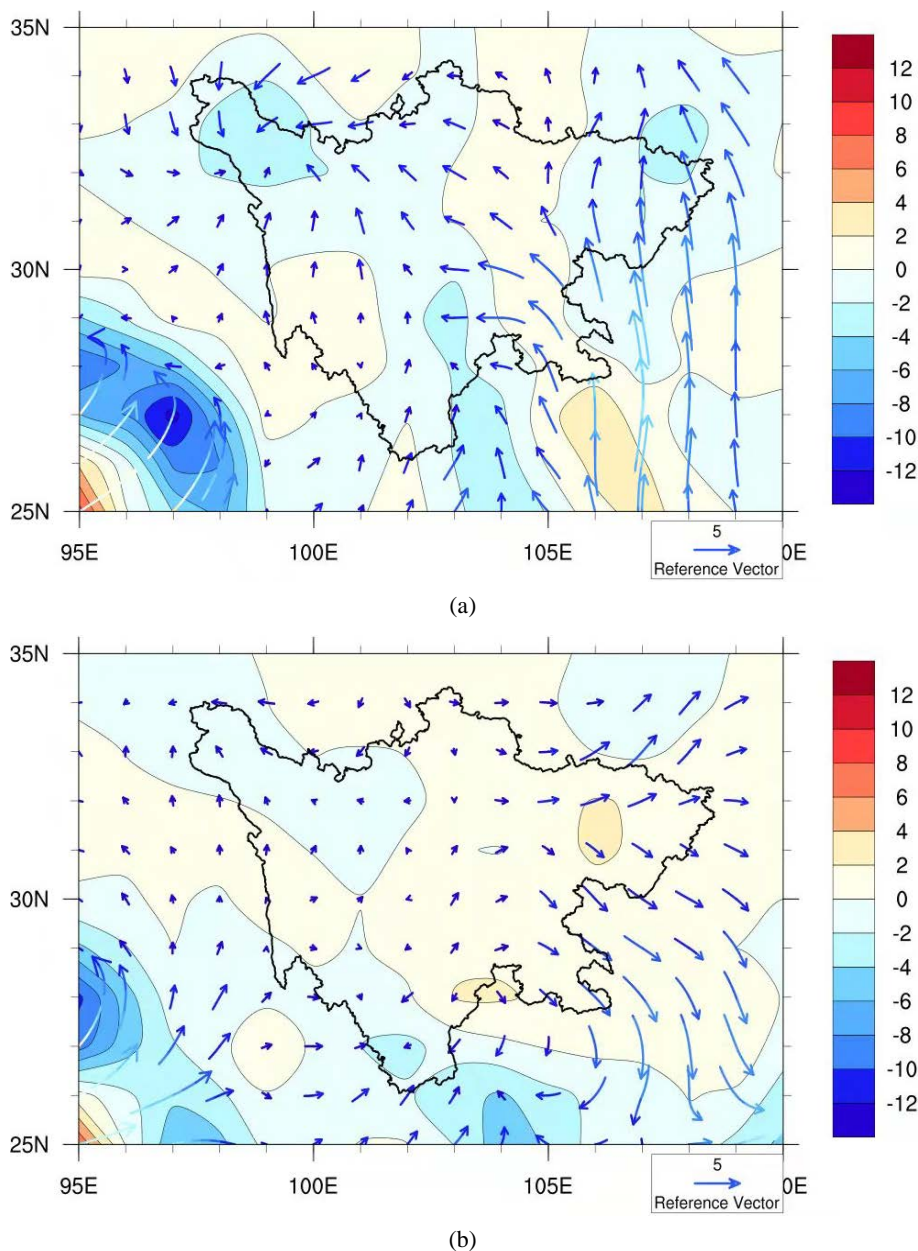
**图 6.** 2019 年 7 月 11 日 850 hPa 02 时(a)、14 时(b)比湿场(填色, 单位:  $\text{kg}/\text{kg}$ )

根据四川盆地上空 850 hPa 的比湿场(图 6)可以看出: 在四川盆地及其附近地区有两个比较强的比湿高值中心, 西南方向中心的比湿极大值已经达到了  $0.017 \text{ kg}/\text{kg}$ , 但是该高值中心距离成都平原地区较远, 不是最主要的影响因素。而东南方向中心的比湿极大值达到了  $0.016 \text{ kg}/\text{kg}$ , 并且从图中可以看到湿舌比较明显, 已经延伸至成都地区上空。11 日 02 时(图 6(a)), 成都地区的比湿达到  $0.013 \text{ kg}/\text{kg}$ 。同时, 四川盆地东部地区比湿场强度普遍达到了  $0.01 \text{ kg}/\text{kg}$  以上, 由图可知其主要的水汽来源为来自孟加拉湾的西南暖湿气流和来自南海的偏南暖湿气流。到了 11 日 14 时(图 6(b)), 成都地区上空 850 hPa 的比湿强度有所下降, 仅有  $0.011 \text{ kg}/\text{kg}$  左右。同时东南方向和西南方向的比湿高值中心都开始南退。



### 3.2.2. 水汽通量及水汽通量散度

降水发生地的水汽来源主要是大规模的水平气流将源地的水汽输送过来, 其输送量的多少就用水汽通量来描述, 其基本定义为: 在单位时间内, 通过垂直于水平风向的平面内的一单位面积所输送的水汽量, 表示为  $\rho qV$ 。形成强降水的最基本条件之一就是要有充足的水汽。有其他学者的研究表明, 仅靠当地现有的水汽含量, 是不可能满足形成强降水的条件的, 所以还必须要其他地区的水汽源源不断被输送至降水区。本文通过欧洲中心(ERA-interim)的再分析资料所提供的数据进行计算得到水汽通量及水汽通量散度。通过分析降水地区的水汽通量可以了解降水地区的水汽来源与路径。



**Figure 7.** Water vapor flux (arrow, unit:  $\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ ), water vapor flux divergence (color filling, unit:  $10^{-4}\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ ) at 850 hPa on 02:00 of 11 July 2019

**图 7.** 850 hPa 高度上的 11 日 02 时(a)、14 时(b)水汽通量(箭头, 单位:  $\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ )和水汽通量散度(填色, 单位:  $10^{-4}\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ )

根据分析四川盆地上空 850 hPa 的水汽通量场(图 7)可以看出, 降水初期, 成都地区上空的水汽来源有两个: 一是来自孟加拉湾的西南暖湿气流经四川盆地输送的西南路径; 二是川渝贵州地区的低空急流将南海的水汽向川东输送的偏南路径, 其中偏南路径的水汽通量大于西南路径, 由此可知降水初期南海是本次双流地区暴雨的主要水汽来源。两路径的气流大概在四川盆地南部相汇合, 然后向北方输送。11 日 02 时(图 7(a))四川盆地的西南方向存在着一个水汽通量散度的高值中心, 其中心极大值达到了  $-12 \times 10^{-4} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。此时是本次强降水天气过程的发生发展初期阶段, 成都地区低空有一定的水汽辐合条件, 水汽通量散度值在  $2 \times 10^{-4} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  左右。导致成都附近地区的水汽, 特别是高值中心的水汽都向成都地区汇集而来, 为本次强降水提供了充沛的水汽供应。在 11 日 14 时(图 7(b)), 是降水即将结束的阶段, 成都地区的水汽输送情况转为西南方向的水汽输送减弱, 本地的水汽向东北、东南两个方向辐散, 水汽通量散度平均大概在  $0 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  左右。减弱的水汽输送为强降水画上了一个句号, 使本次双流地区的降水迈入消亡阶段。

当源地的水汽被水平气流输送到降水区时, 水汽必须要在该地区上空水平辐合, 否则无法满足上升冷却凝结形成降水云团的条件。水汽的水平辐合是指水平方向上输入到某地的水汽大于水平方向从某地输出的水汽。水汽通量散度就是来衡量水汽水平辐合辐散的大小一个物理量, 表达式为  $-\nabla \cdot (\rho q \mathbf{V})$ 。根据 11 日 02 时的水汽通量散度场(图 7(a)), 虽然源自孟加拉湾的西南方向水汽输送较弱, 但是该条水汽输送带对于成都地区的水汽水平辐合有着重要的意义。该条水汽输送带与来自南海的水汽输送带在川南汇合, 形成了气旋式环流, 引导高原和川东北的水汽辐合中心逐渐往成都平原移动, 为本次强降水的形成提供充沛的水汽供应。在此次强降水天气过程中, 发生大型降水的区域基本上与较强的水汽辐合带相对应。其原因应该是低空水汽水平辐合然后自发形成上升运动, 湿空气在上升运动中膨胀冷却, 达到饱和后就凝结成雨落下。故而低空上的水汽辐合中心对于预报降水有着关键的指示意义。

### 3.3. 热力条件分析

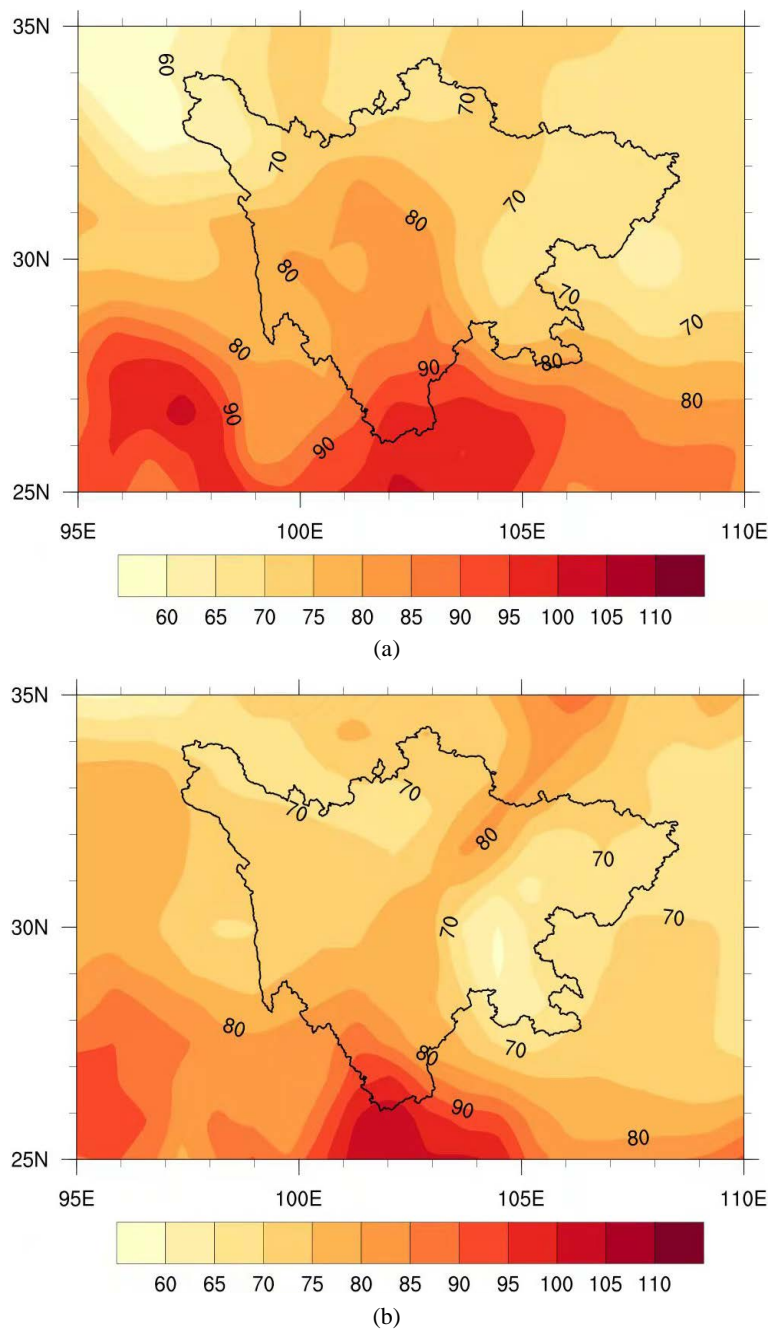
#### 3.3.1. 假相当位温

假相当位温, 又称绝热相当位温, 用  $\theta_{se}$  来表示。它实际上是指饱和湿空气块在干绝热和湿绝热上升过程中, 水汽凝结之后其释放的潜热能全部用来加热空气块后达到的位温。假相当位温在干绝热过程和湿绝热过程中都是保守的, 即假相当位温在此过程中保持不变。它的保守性在研究大气过程时是非常重要的, 因为它不随压强的改变而改变, 可以当作一种性质稳定的示踪物, 从而用来追溯气流的源地或者研究分析气块的演变过程。假相当位温( $\theta_{se}$ )表征了大气的温湿特征, 其值的大小可以反映潜热能和显热能的高低, 假相当位温的高值中心表示有大气能量的积累。假相当位温还能够反映出大气层结稳定度的状况, 当  $\theta_{se}$  随高度的减小而减小时, 为层结绝对稳定, 而当  $\theta_{se}$  随高度的减小而增大时, 为条件性不稳定。

从 850 hPa 的假相当位温填色图中可以看出, 在 11 日 02 时(图 8(a)), 四川盆地南部有两个高值中心, 其中心区  $\theta_{se}$  极大值达到了  $100^\circ\text{C}$  以上。据图分析高值中心正向盆地中部蔓延, 成都地区上空的假相当位温  $\theta_{se}$  达到了  $80^\circ\text{C}$ 。并且四川南部形成了假相当位温暖舌, 伸入成都上空, 说明低纬地区的暖湿气流正在向北输送, 向成都地区输送了充沛的水汽和不稳定能量。盆地南方的假相当位温分布较为密集, 梯度较大, 是能量锋区, 假相当位温的这种分布表明此处大气有利于垂直运动的发展, 局地的对流可能达到对流层顶, 同时不稳定能量在高值中心区大量积累并沿着轴线向盆地中部输送, 致使对流活动发展旺盛, 为成都地区强降水天气的形成提供了热力条件。

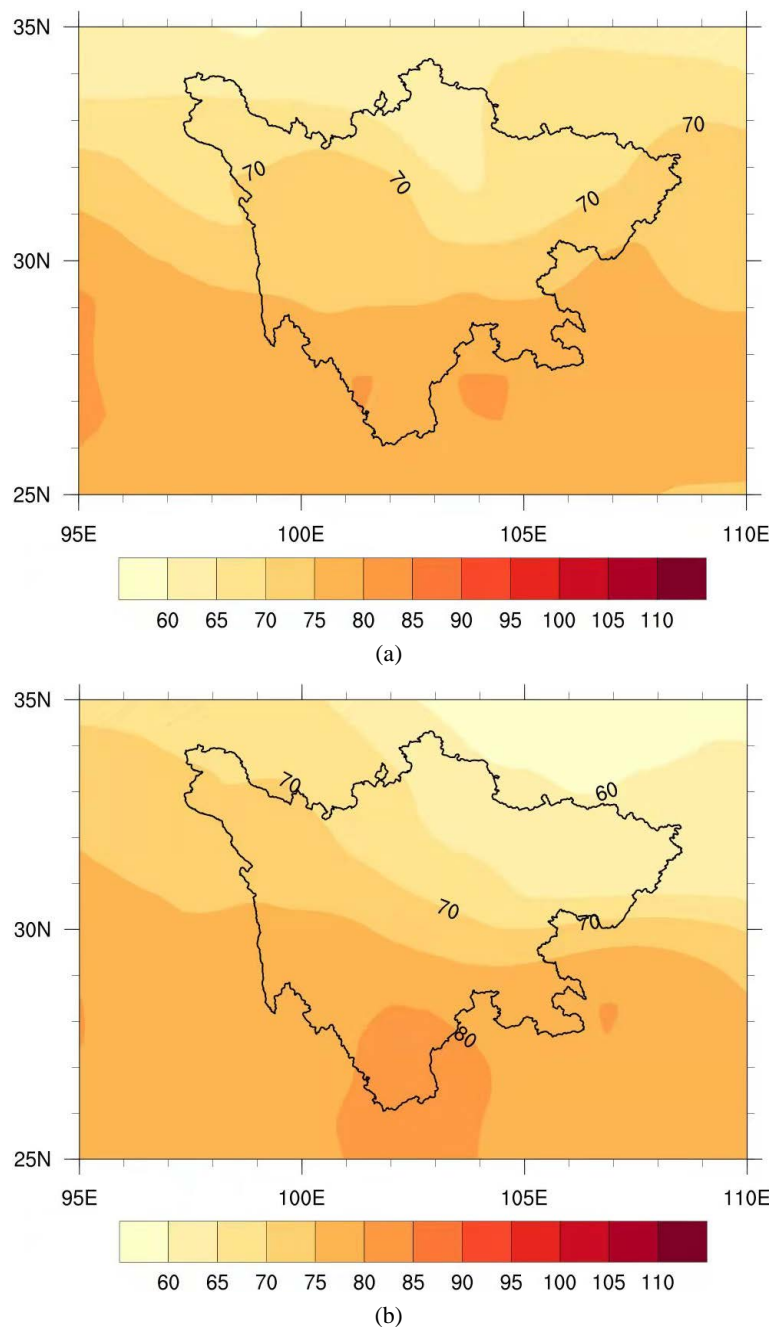
对流性不稳定又称位势不稳定, 指本来是稳定的未饱和气层在被整层抬升时, 由于垂直方向上水汽的分布不同, 该气层上部和下部的湿空气可能会先后达到饱和, 然后在凝结的时候会放出相变潜热, 这

将改变气层的垂直减温率, 进而改变了整个气层的稳定度。位势不稳定是一种潜在的不稳定, 即原本气层是稳定的, 当有外加的大范围抬升作用时, 就会触发机制使其转化为真实的不稳定。当气层下部的假相当位温比上部的高时, 为对流性不稳定, 反之则为对流性稳定。因此, 假相当位温随高度的变化可以用来检测对流性不稳定强度。一般情况下常用  $IC = \Delta\theta_{se500-850}$  来表示,  $IC < 0$  时为对流性不稳定, 其负值越大, 表示对流性不稳定越强, 局地的对流可能达到对流层顶。



**Figure 8.** Potential pseudo-equivalent temperature at 850 hPa (color filling, unit: °C) on 02:00 (a), 14:00 (b)

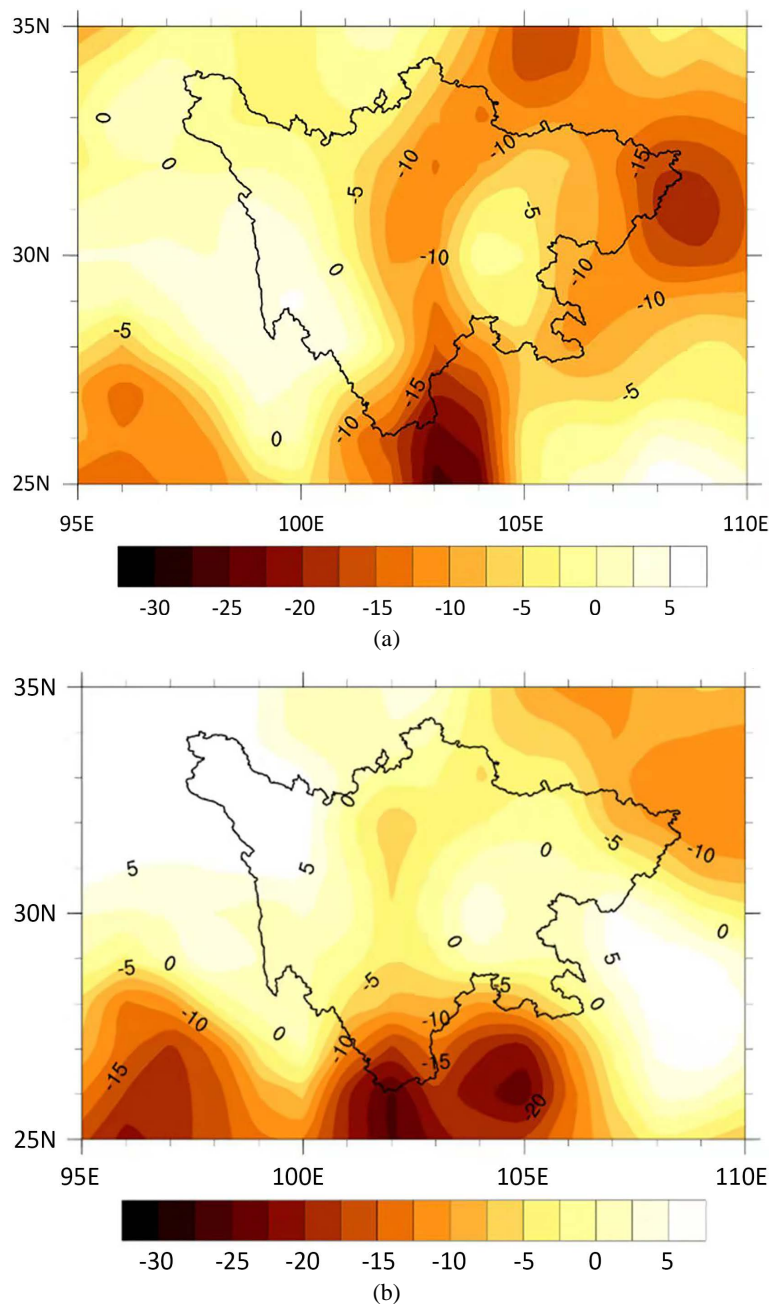
**图 8.** 2019 年 7 月 11 日 850 hPa 上的假相当位温 02 时(a)、14 时(b)(填色, 单位: °C)



**Figure 9.** Potential pseudo-equivalent temperature at 500 hPa (color filling, unit: °C) on 02:00 (a), 14:00 (b)

**图 9.** 2019 年 7 月 11 日 500 hPa 上的假相当位温 02 时(a)、14 时(b) (填色, 单位: °C)

由 11 日 02 时(图 10(a))盆地东部 $\Delta\theta_{se500-850}$ 基本上都小于  $0^{\circ}\text{C}$ , 表明这些地区上空大气层结已经处于对流性不稳定状态。从图中可以看到三个 $\Delta\theta_{se500-850}$  的高值中心, 成都地区处于三者的中心区域。并且由于低空急流的存在和偏南暖湿气流的不断加强, 本地低空大气层结的不稳定度逐渐增大, 本地上空 $\Delta\theta_{se500-850}$  的极大值达到了 $-10^{\circ}\text{C}$ 。11 日 14 时(图 8(b)、图 9(b)和图 10(b)), 随着降水的逐渐结束, 成都地区的 $\theta_{se}$  明显减少,  $\Delta\theta_{se500-850}$  变为正值, 暖舌逐渐萎缩消失, 大气层结转为对流稳定状态。



**Figure 10.**  $\Delta\theta_{se500-850}$  at 850 hPa (color filling, unit:  $^{\circ}\text{C}$ ) on 02:00 (a), 14:00 (b) of 11 July 2019

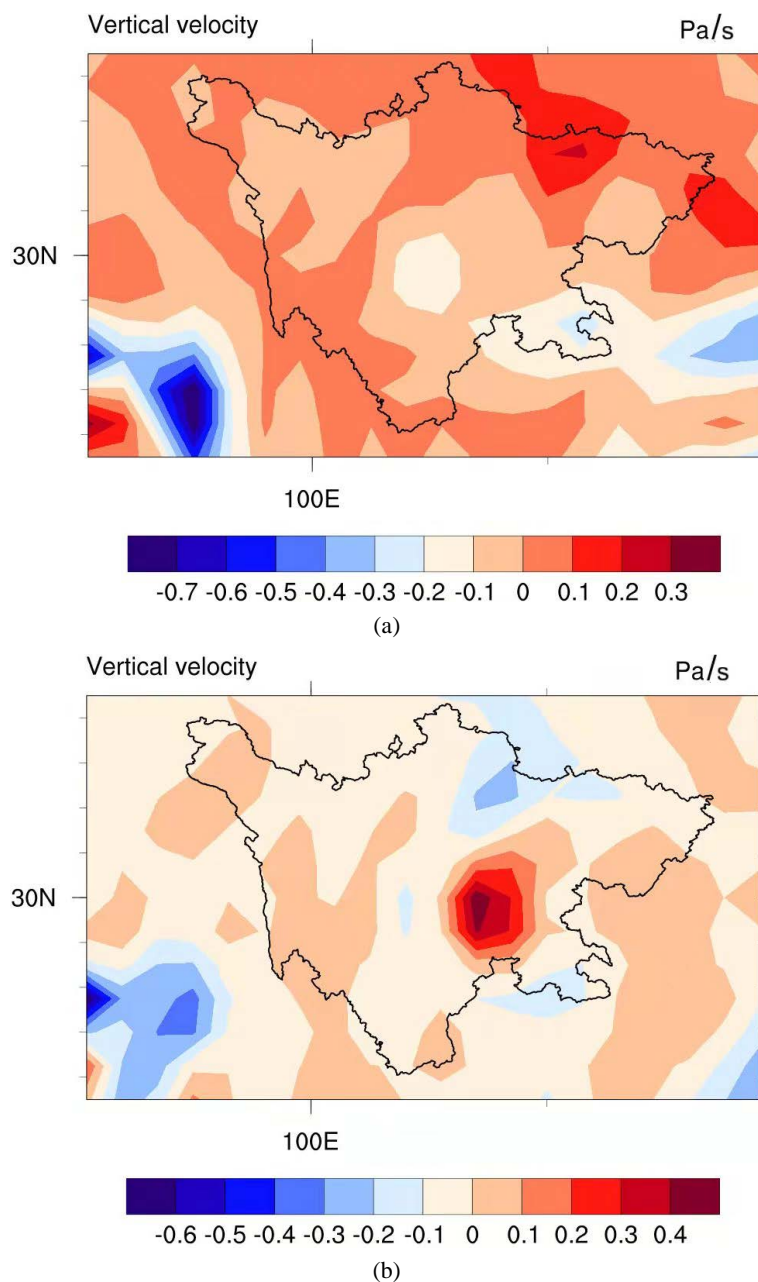
**图 10.** 2019 年 7 月 11 日 500hPa 上的  $\Delta\theta_{se500-850}$  02 时(a)、14 时(b) (填色, 单位:  $^{\circ}\text{C}$ )

### 3.4. 动力条件分析

#### 3.4.1. 垂直速度

大气中的不稳定能量在一定的条件下才能被释放出来, 而大气中的能量转换主要是通过垂直运动来实现的。气团垂直运动的强弱可以用垂直速度这个物理量来表示。垂直速度的负值愈大, 表示上升运动愈强, 对于强对流天气的发生和发展就愈有利。大气的垂直运动会引起物质交换、能量输送等等, 对对

流系统的发展有着极大的影响。



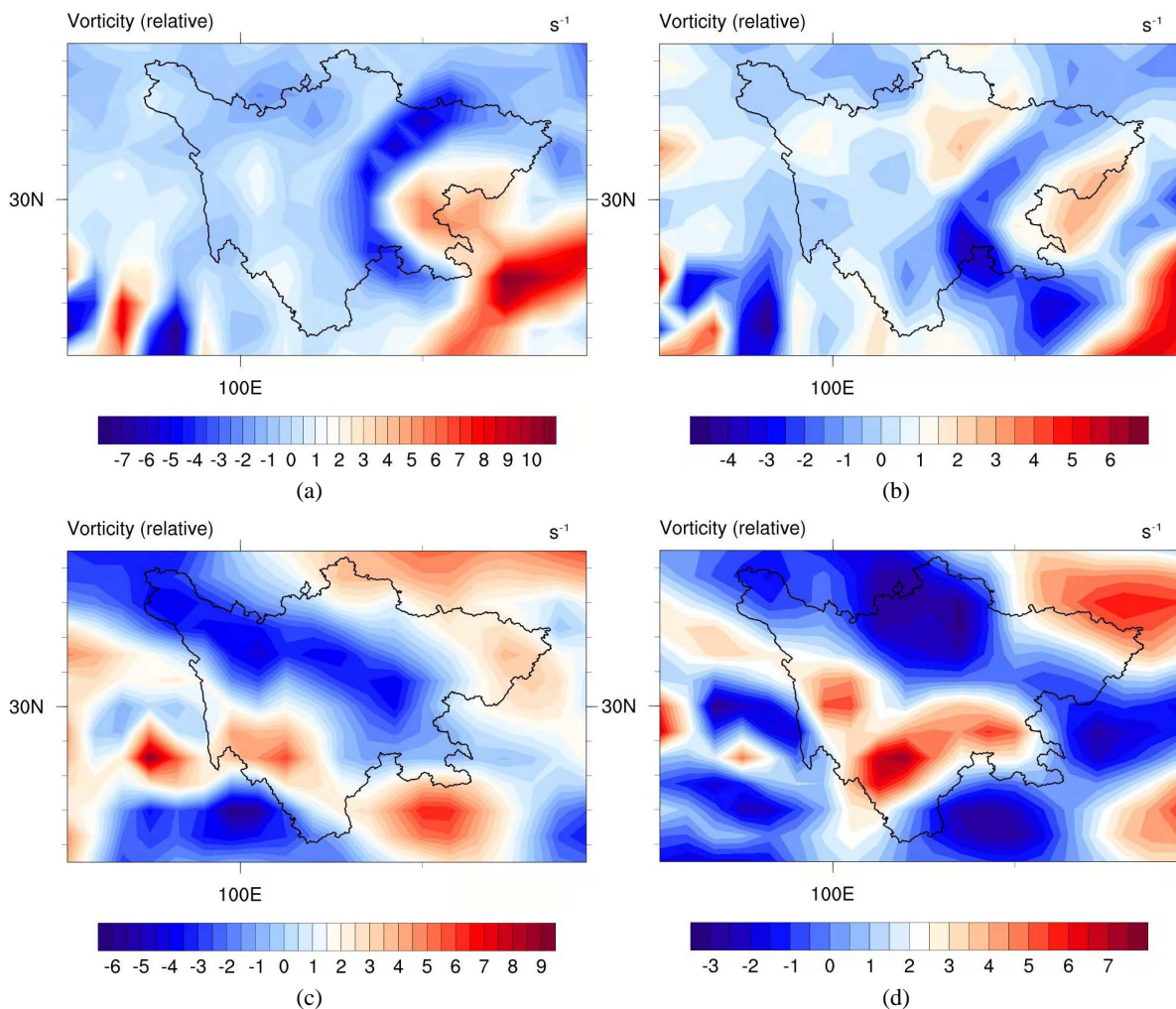
**Figure 11.** Vertical velocity (color filling, unit:  $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ ) at 850 hPa on 02:00 (a) and 14:00 (b) of 11 July 2019

**图 11.** 2019 年 7 月 11 日 850 hPa 02 时(a)、14 时(b) 垂直速度

从低空 850 hPa 上 2019 年 7 月 11 日 02 时的垂直速度填色图(图 11(a))中可以看出, 四川盆地西南方存在一个垂直速度的高负值中心向盆地移动, 其中心极大值达到了  $-0.7 \text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ , 表明其上空有非常强的上升运动。盆地东部也有垂直速度的负值带向成都地区延伸。导致成都的上升运动也开始逐渐加强, 上升气流不断向上输送水汽, 到达一定高度开始凝结进而产生降水。到了 14 时(图 11(b)), 可以明显看到成都及附近地区上空转为强烈的下沉运动中心, 最大垂直速度达到  $0.5 \text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ , 此时降水已经结束。

### 3.4.2. 涡度

涡度的分布对强降水的发生有着非常重要的意义[18]。涡度是一个描述流体旋转造成的流体每一点上运动量的变化的微分量。因为在大尺度天气系统的演变中, 大气基本上都是做准地转涡旋运动的, 所以通过对涡度变化的分析, 可以了解的气压变化, 进而可以利用涡度变化为大尺度天气形势的预报提供依据。



**Figure 12.** Divergence distribution diagram (color filling, unit:  $10^{-6} \cdot s^{-1}$ ) at 850 hPa on 02:00 (a), 14:00 (b) and at 500 hPa on 02:00 (c) and 14:00 (d) of 11 July 2019

**图 12.** 2019 年 7 月 11 日 850 hPa 02 时(a)、14 时(b), 500 hPa 02 时(c)、14 时(d)涡度

据 11 日 02 时 850 hPa 涡度场填色图(图 12(a))显示, 四川盆地东方有一涡度高值中心, 其中心区极大值达到了 10/s 左右, 正涡度区逐渐向成都地区蔓延。此时为降水初期, 成都地区上空涡度值大概在  $-2/s$  到  $2/s$  之间, 上升运动逐渐发展旺盛。500 hPa (图 12(c))成都地区受负涡度区控制, 中心值在  $-4/s$  左右, 为下沉气流。这种对流层中低层的正负涡度配置导致了对流层低层大气中不稳定能量的释放, 促进了强降水天气过程的形成。到 11 日 14 时, 经过 12 h 的降水之后, 850 hPa (图 12(b))四川盆地大部分地区均受负涡度区控制, 正涡度区减弱, 分流北上或南移。成都双流地区涡度值为  $-4/s$ , 此时降水量逐渐减小, 本次强降水逐渐趋于停止。500 hPa (图 12(d))四川盆地大部分地区仍受负涡度区控制, 负涡度中心东移,

逐渐撤出成都地区。表明此次强降水天气起始于 02 时, 到 14 时逐渐结束。

### 3.5. 探空资料分析

根据成都信息工程大学气象实习台资料, 在 MICAPS 中读取 2019 年 7 月 10 日到 11 日 08 时和 20 时的对数压力图数据, 提取右下角(图 13)的各类指数数据, 汇集成表格。

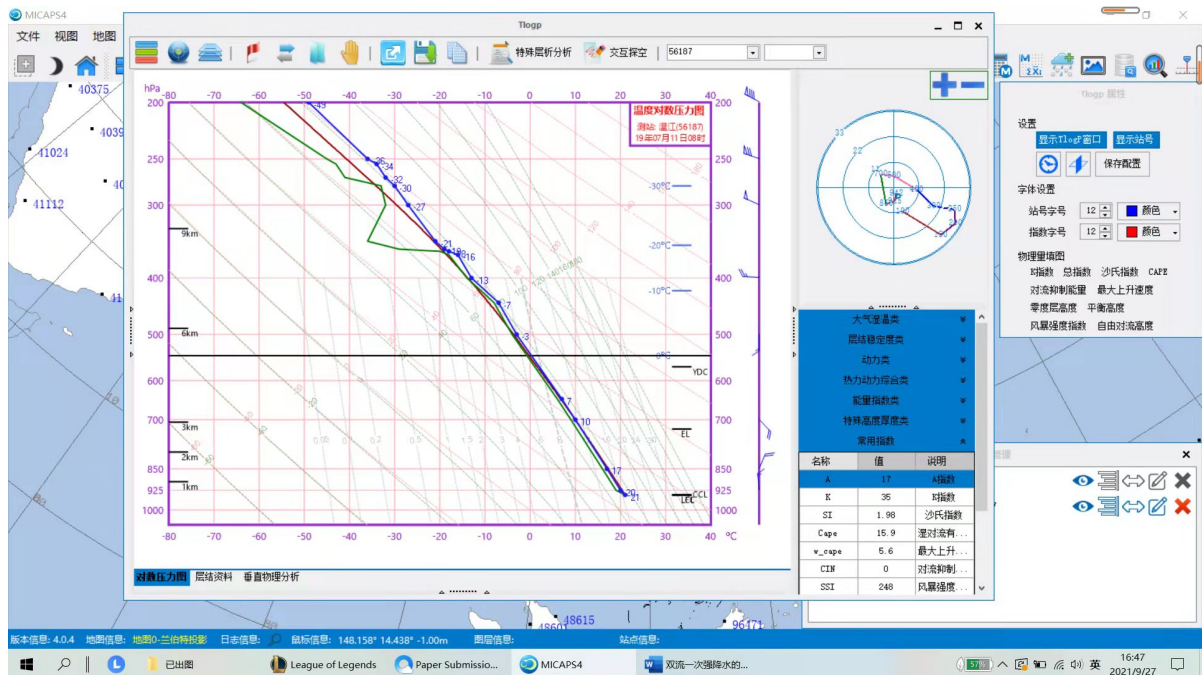


Figure 13. Temperature log pressure diagram at 08:00 of 11 July 2019

图 13. 2019 年 7 月 11 日 08 时温度对数压力图

Table 1. Convective parameters of Wenjiang station from 08:00 10 to 20:00 11 July, 2019

表 1. 2019 年 7 月 10~11 日探空资料各对流参数数据

时间	K 指数	SI 指数	LI 指数	CAPE	CIN
10 日 08 时	37°C	-0.02°C	0.27°C	30.4J·kg <sup>-1</sup>	165.5J·kg <sup>-1</sup>
10 日 20 时	40°C	-1.31°C	-3.82°C	767.3J·kg <sup>-1</sup>	48.8J·kg <sup>-1</sup>
11 日 08 时	35°C	1.98°C	0.69°C	15.9J·kg <sup>-1</sup>	0J·kg <sup>-1</sup>
11 日 20 时	36°C	2.45°C	0.75°C	133.1J·kg <sup>-1</sup>	28.6J·kg <sup>-1</sup>

K 指数是用来分析研究大气层结稳定程度的物理量, 通常情况下, K 指数的值愈小, 大气愈稳定, 愈有利于强降水天气的形成。沙氏指数 SI 和抬升指数 LI 可以反映大气的稳定状况。当沙氏指数为负值时, 大气层结不稳定, 其绝对值愈大, 大气层结愈不稳定, 抬升指数同理。目前在强对流天气过程的分析预报中, 更多的采用对流有效位能 CAPE (Convective Available Potential Energy), CAPE 表示在自由对流高度以上, 气团能够从正浮力做功中获得的能量, 即能够转化为对流动能的大气位能。它能够定量地反映出大气环境中是否发生深厚对流, 可以较好地反映出大气中不稳定能量的汇集和释放过程。一般来说 CAPE 值越大, 则发生强对流的可能性就越大。CIN (Convective Inhibition)表示大气底层的气团要抬升到自由对流高度需要从其他途径获得的能量下限[19]。如果气团获得的能量不足以克服对流抑制能量, 那



么该气团将会回到其初始的平衡位置, 大气层结仍为稳定状态。

从(表 1)中可以看到, 在 10 日 08 时, 成都地区上空的 K 指数为  $37^{\circ}\text{C}$ , 抬升指数仅有  $0.27^{\circ}\text{C}$ , 沙氏指数仅仅只有  $-0.02^{\circ}\text{C}$ , 表明此时成都地区上空大气层结正从潜在不稳定向真实不稳定转变。与此同时, 温江探空资料显示 CAPE 值为  $30.4 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ , CIN 值为  $165.5 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ , 对流抑制能量 CIN 大于对流有效位能, 此时的大气层结处于假潜不稳定状态。到了 10 日 20 时, K 指数上升为  $40^{\circ}\text{C}$ , 沙氏指数为  $-1.31^{\circ}\text{C}$ , 抬升指数为  $-3.82^{\circ}\text{C}$ , CAPE 值达到  $767.3 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ , CIN 为  $48.8 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ , CAPE 指数的值相较于上午 08 时增加了几十倍, 发生强对流天气的可能性大大增加。同时对流有效位能远远大于对流抑制能量的值, 表明此时大气层结处于真潜不稳定状态, 一旦低层大气中生成了小扰动, 很容易打破 CIN 的束缚, 进而发展成强对流。11 日 08 时, K 指数下降到 35, SI 指数和 LI 指数变为正值, CAPE 降至  $15.9 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ , CIN 减小为  $0 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ , 表明强对流天气过程已经逐渐发展到高峰, 积聚的大量不稳定能量得到了释放。

## 4. 结论与展望

### 4.1. 主要结论

1) 本次强降水天气过程中, 中高纬地区的大尺度环流形势比较稳定, 由于成都双流上空 200 hPa 和 500 hPa 上高空急流对低空的抽吸作用, 使对流不断发展, 最终形成了高空辐散、低空辐合的高低空配置。孟加拉湾的西南暖湿气流和低空重庆贵州广西地区的东南风为盆地带来南海的水汽, 提供了充足的水汽条件。同时低槽后西北干冷空气南下入侵维持和促进了对流的发展。在高低空天气系统的共同作用下, 使得双流地区产生强降水。

2) 本次强降水天气过程的发生发展初期阶段, 成都地区低空有一定的水汽辐合条件, 成都附近地区的水汽, 特别是高值中心的水汽都向成都地区汇集而来, 为本次强降水提供了充沛的水汽供应。川渝贵州地区的低空急流将来自南海的水汽输送到成都双流地区上空, 这是本次强降水天气过程的主要水汽来源。虽然源自孟加拉湾的西南方向水汽输送较弱, 但是该条水汽输送带对于成都地区的水汽水平辐合有着重要的意义。在此次强降水天气过程中, 发生大型降水的区域基本上与较强的水汽辐合带相对应。其原因应该是低空水汽水平辐合然后自发形成上升运动, 湿空气在上升运动中膨胀冷却, 达到饱和后就凝结成雨落下。故而低空上的水汽辐合中心对于预报降水有着关键的指示意义。

3) 低纬地区的暖湿气流正在向北输送, 向成都地区输送了充沛的水汽和不稳定能量。盆地南方的假相当位温分布较为密集, 梯度较大, 是能量锋区, 假相当位温的这种分布表明此处大气有利于垂直运动的发展, 局地的对流可能达到对流层顶, 同时不稳定能量在高值中心区大量积累并沿着轴线向盆地中部输送, 致使对流活动发展旺盛, 为成都地区强降水天气的形成积累了大量的不稳定能量。并且由于低空急流的存在和偏南暖湿气流的不断加强, 本地低空大气层结的不稳定度逐渐增大, 促进了本次强降水的发生。

4) 850 hPa 上成都双流地区主要为正涡度区, 气流上升运动发展旺盛。500 hPa 上成都地区受负涡度区控制, 下沉气流强烈。这种对流层中低层的正负涡度配置导致了对流层低层大气中不稳定能量的释放, 促进了强降水天气过程的形成。同时高原低槽前有正涡度平流, 促使川西地区低空的气旋性涡度增强, 进一步导致西部的暖湿气流持续辐合上升, 为本次降水提供了关键的动力作用。

5) 降水前 K 指数、沙氏指数和抬升指数的变化表明此时成都地区上空大气层结正从潜在不稳定向真实不稳定转变。CAPE 指数的值相较于上午增加了几十倍, 发生强对流天气的可能性大大增加。同时对流有效位能远远大于对流抑制能量的值, 表明此时大气层结处于真潜不稳定状态, 一旦低层大气中生成了小扰动, 很容易打破 CIN 的束缚, 进而发展成强对流。

## 4.2. 存在的问题与展望

本文的研究还有许多尚待改进之处, 主要有如下问题:

首先, 由于时间有限, 针对于 2019 年 7 月 11 日短时强降水的时空分布和变化趋势的研究做得还不够深入, 只从水汽条件、热力条件、动力条件三方面进行研究, 今后还需结合卫星云图、雷达图等对短时强降水过程做更多更深入的分析。

其次, 在动力条件方面, 本文只对垂直速度、涡度、探空资料等进行分析, 忽略了地形作用等, 还不够有代表性, 今后还需要加入更多的研究, 进一步完善本文。

最后, 由于受区域及地形限制, 本文仅对双流地区强降水进行研究, 能否对四川盆地其他地区强降水的临近预报和预警提供参考依据还有待商榷。

## 参考文献

- [1] 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. 天气学原理和方法[M]. 第 4 版. 北京: 气象出版社, 2000.
- [2] 李俊, 赵拓宇. 暴雨成因研究[J]. 科技信息, 2011(21): 417-418.
- [3] Tao, S.Y. and 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. *Bulletin American Meteorological Society*, **62**, 23-30. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1981\)062%3C0023:OEOTIO%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1981)062%3C0023:OEOTIO%3E2.0.CO;2)
- [4] 魏葳, 蒋丽, 陈晓伟, 蔡磊, 唐娟. 2015 年皖江最强梅雨锋短时强降水过程成因分析[J]. 暴雨灾害, 2017, 36(1): 66-74.
- [5] 王中, 周毅. 2002 年 6 月 13 日重庆区域大暴雨分析[J]. 气象, 2004, 30(5): 30-32.
- [6] 李晓容, 濮梅娟, 王啸华, 等. 江苏一次大暴雨过程的诊断与中尺度分析[J]. 气象科学, 2012, 32(1): 53-61.
- [7] 张文军, 李建. 对甘肃酒泉一次暴雨的数值模拟和诊断分析[J]. 干旱气象, 2012, 30(1): 100-106.
- [8] 冯晋勤, 童以长, 张治洋, 林河富. 一次突发性强降水过程成因分析[J]. 气象科技, 2007, 35(5): 670-675.
- [9] 王成鑫, 高守亭, 梁莉, 马严枝. 动力因子对地形影响下的四川暴雨落区的诊断分析[J]. 大气科学, 2013, 37(5): 1099-1110.
- [10] 唐钱奎, 鲁燕, 黄先伦. “8·26”成都区域性短时暴雨天气过程的对流指数分析[J]. 成都信息工程学院学报, 2010, 25(5): 518-523.
- [11] 胡勇林, 洪展, 陈利东. 一次中尺度强降水天气过程分析[J]. 气象研究与应用, 2011, 33(4): 21-23, I0002.
- [12] 伍志方, 易爱民. 叶爱芬, 张东. 广州短时大暴雨多普勒特征和成因分析[J]. 气象科技, 2000, 34(4): 455-459.
- [13] 章开美. 南昌市一次短时强降水成因分析[J]. 江西科学, 2015, 33(4): 536-540.
- [14] 宋雯雯, 李国平, 王皓. 四川盆地一次强降水过程水汽特征[J]. 气象科技, 2018, 46(1): 129-138.
- [15] 师锐, 何光碧. 一次沿川西高原东麓地带的强降雨过程分析[J]. 高原山地气象研究, 2013, 33(2): 1-9.
- [16] 周长春, 王春国. “7·3”成都短时强降水可预报性和地面中尺度特征分析[J]. 高原山地气象研究, 2012, 32(2): 65-69.
- [17] 徐诚, 肖天贵. 利用 FY-2E 卫星资料对川西一次强降水过程成因分析[J]. 成都信息工程学院学报, 2015, 30(5): 481-490.
- [18] Hoskins, B.J., McNntyre, M.E. and Robertson, A.W. (1985) On the Use and Significance of Isentropic Potential Vorticity Maps. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **111**, 877-946. <https://doi.org/10.1002/qj.49711147002>
- [19] 王华, 孙继松, 李津. 2005 年北京城区两次强冰雹天气的对比分析[J]. 气象, 2007, 33(2): 49-56.