

低空急流在副高西北侧连续性暴雨中的触发作用

顾清源¹ 肖递祥¹ 黄楚惠¹ 师锐¹ 陈茂强²

(1. 四川省气象台, 成都 610072; 2. 四川省内江市气象局)

提 要: 利用 NCEP $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 再分析资料、常规高空及地面资料,对2008年9月22—26日四川盆地西北部连续性暴雨的形成机制进行探讨。结果表明:此次暴雨产生在副高异常强盛和强台风黑格比登陆西进的环流背景下,过程期间500hPa无低值系统影响,暴雨的主要触发系统是副高和台风外围持续强劲的东南风低空急流,持续的东南风低空急流为暴雨区输送了源源不断的水汽和不稳定能量,急流最大风速出口区辐合及地形抬升为暴雨形成提供了辐合上升的动力条件,过程期间暴雨区位于一个稳定正环流的上升支中。另外,冷空气在此次过程中也起到了重要的作用。

关键词: 低空急流 副高 暴雨

Trigger Role of the Low-level Jet for the Continuous Rainstorm in the Northwest Side of Subtropical High

Gu Qingyuan¹ Xiao Dixiang¹ Huang Chuhui¹ Shi Rui¹ Chen Maoqiang²

(1. Sichuan Provincial Meteorological Bureau, Chengdu 610072;

2. Neijiang Meteorological Office of Sichuan Province)

Abstract: Using NCEP global $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ final-analysis data and the conventional high-altitude and surface data, the formation mechanism of the continuous rainstorm in the northwest side of subtropical high is discussed. The results show that the heavy rain happened in the background of the exceptionally powerful subtropical high and the strong Typhoon “Hagupit” landing westward, and there is no low-value system impact on 500hPa during the course. The main trigger systems are the subtropical high and continued strong southeast wind of low-level jet out of the typhoon. Continuous southeast wind of low-level jet provides rainstorm area the continuous water vapor and instability energy. The largest rapid zonal convergence

基金项目: 国家自然科学基金项目“青藏高原低涡切变线形成维持机制研究”(40775032)资助

收稿日期: 2008年11月14日; 修定稿日期: 2009年1月9日

speed and terrain elevation for the formation of rainstorm provide a driving force for increasing convergence conditions. The heavy rain district is located in a stable branch of ascendant circulation. In addition, the cold air in the process played an important role.

Key Words: low-level jet subtropical high rainstorm

引 言

四川盆地西部是我国暴雨的频发区,四川盆地暴雨与西太平洋副热带高压的活动关系密切。关于副高与暴雨的研究工作很多,陶诗言先生研究了副高北跳与中国雨带的分布关系^[1],明确指出副高西北侧是暴雨的频发区,并指出了斜压性、经向环流、副高变化对暴雨产生的重要性^[2-5]。曾庆存等对“雅安天漏”研究表明物理量结构与川西暴雨形成机制的关系^[6]。毛冬艳等对 2004 年 7 月 10 日北京暴雨的中尺度分析表明西太平洋副高对暴雨重要作用^[7]。周鸣盛对我国北方 50 次区域性特大暴雨的环流分析中发现副高对北方特大暴雨的重要性^[8],顾清源等对川西暴雨的研究表明高低空呈气旋性旋转的三支气流的动力作用是川西暴雨的关键因素^[9]。2008 年“5.12”汶川大地震重灾区的北川县是四川盆地大暴雨的频发地区^[9],这是由于它处于三级台阶大地形过渡带中的喇叭口小地形入口造成的,三级台阶大地形由青藏高原东部拔海高度大于 3000m 的高原、拔海高度为 1200~2100m 的龙门山脉和拔海高度为 500m 的成都平原构成。龙门山脉北段东坡的北川县刚好位于龙门山脉北段向东南开口的喇叭口小地形入口区,该县在 2008 年 9 月 22—26 日的 5 天内出现了连续性暴雨天气过程。本文利用 NCEP $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 再分析资料、常规高空及地面资料,采用动力诊断分析方法,对其形成机制进行探讨,重点分析副高西北侧连续性暴雨期间暴雨区内的水汽持续输送、动力热力结构特征、对流触发机制三个

问题,以期揭示出副高西北侧连续性暴雨的形成机制。

1 过程概况

2008 年 9 月 22—26 日,四川盆地西北部出现了一场连续性暴雨天气过程(以下简称“9.23”暴雨),据 22 日 20 时至 27 日 08 时(北京时,下同)四川气象部门所有测站(含加密雨量站)雨量统计,累计降雨量共有 258 站大于 100mm,53 站大于 250mm,其中北川唐家山、擂鼓镇,江油马角镇、重华镇、雁门镇,绵竹汉旺镇等 2008 年“5.12”汶川大地震特重灾区的过程累计降雨量超过了 400mm(图 1a)。连续性暴雨中心位于盆地西北部的北川县,9 月 22 日 20 时至 27 日 08 时连续 5 天出现暴雨(图 1b),23 日 20 时到 24 日 20 时的日雨量为 334.7mm,过程累计降雨量高达 614.3mm,突破了有气象记录以来的连续暴雨日数、日最大降水量、过程累计雨量等多项历史极值。从暴雨中心逐小时雨量来看,“9·23”暴雨过程存在两个不同性质的强降雨时段:第一个强降雨时段出现在 22 日晚上至 24 日晚上,为强对流性降水,小时雨强大,最大 1 小时降水量超过 50mm,降水主要出现在夜间,日变化和阵性特征明显,该时段连续性暴雨中心北川的降雨量为 445.7mm,占整个过程降雨量的 72.6%;第二个强降雨时段出现在 25 日白天至 26 日晚上,以稳定性降水为主,降雨强度大都小于 $10\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$,但持续时间长。“9.23”连续性暴雨天气过程具有“出现时间晚、局地强度大、持续时间长、过程降水量异常偏多”等特点,在汶川大地

震重灾区造成了严重的山地灾害和洪涝灾害,给抗震救灾和恢复重建工作造成了严重影响。

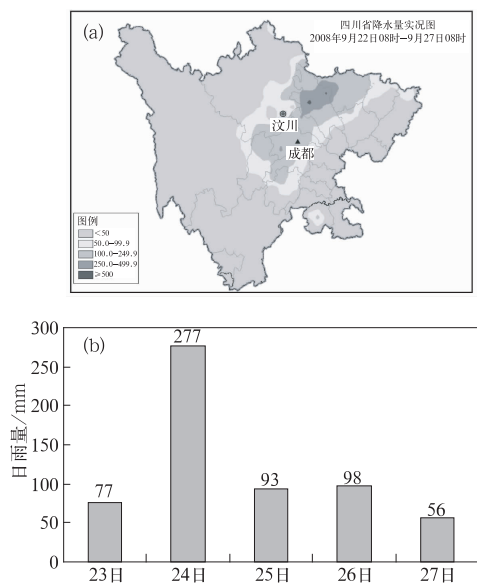


图1 “9.23”暴雨过程累计降雨量(a);“9.23”暴雨过程暴雨中心北川日雨量(08—08时)(b)

2 环流背景

图2是“9.23”暴雨过程期间500hPa环流平均场及强台风黑格比的移动路径。由图可见,过程期间,500hPa为典型的“东高西低”环流形势,巴尔喀什湖地区为一低槽和-40gpm的负距平中心,我国长江中下游地区受带状副热带高压控制,副高稳定且异常偏强,副高中心为>40gpm的正距平区,副高588线西脊点伸至110°E以西,副高脊线稳定在30°N附近,其位置较历年同期异常偏西,脊线异常偏北,连续性暴雨中心位于其脊线西北侧。与此同时,强台风黑格比21日开始自菲律宾以东洋面沿西北路径向我国东南沿海移动,24日早晨在广东登陆后,在副高底部偏东气流引导下,“黑格比”继续西进,而台风的西进又反作用于副高,使副高更加稳定。综上所述,“9.23”暴雨过程期间,由于

副高与台风相互作用使得强台风黑格比登陆西进,副高异常稳定强盛,暴雨区始终处于副高西北侧,而副高的稳定和台风的西进又阻挡了西风带系统的东移。整个“9.23”暴雨过程期间,500hPa一直无高原低值系统东移影响四川盆地(这也是此次连续性暴雨预报的难点之一),但是副高西北侧是暴雨多发区的观点已得到气象专家的广泛认同^[1],副高西北侧往往具备正涡度辐合、水汽充沛、高能不稳定等利于暴雨产生的条件,稳定的副高对暴雨具有阻塞作用,使暴雨持续。因此,从预报的角度来讲,当处于副高西北侧时,应当引起高度的重视。

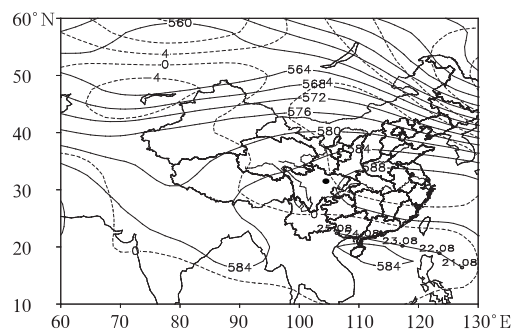


图2 “9.23”暴雨过程(2008年9月22日08时至27日08时)500hPa平均场
实线为高度、虚线为高度距平、折线为台风“黑格比”移动路径,圆点为暴雨中心北川

3 低空急流对暴雨的触发作用

3.1 形成持续的低层辐合

由于副高的异常稳定强盛和强台风黑格比的登陆西进,“9.23”暴雨过程期间,处于副高和台风外围的四川盆地在对流层中低层始终存在着稳定的低空急流。在过程开始时的强对流降水时段,850hPa和700hPa四川盆地分别为副高外围的东南和偏南低空急流(图3),并且850hPa存在明显的风速脉动,23日08时四川盆地东南部V分量较22日20时突增了 $5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上,暴雨区则正好位

于这支东南风低空急流最大风速出口的风速辐合区(盆地西北部散度值为 $(-2 \sim -4) \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,图 3a),并且这支东南急流与青藏高原东侧大地形近乎正交,将产生地形性辐合,尤其是利于在喇叭口地形入口区产生局地性的强辐合^[10],700hPa 层的偏南风急流从四川盆地一直延伸到了河套地区,但暴雨区位于其上风方的风速辐散区(图 3b)。在过程后期的稳定性降水时段,四川盆地的低空急流维持(图 3),由于“黑格比”登陆后西进,南海经广西—贵州至四川盆地的低空急流增强,东风分量也有所加大,更加利于产生

地形性的辐合^[10]。在 850hPa 层,还有一支从华北经陕南到四川盆地北部的偏东气流携带冷平流,与四川盆地内的东南气流在盆地西北部汇合。可见,在过程后期,低层的辐合条件较前期更为有利,辐合较过程前期有所增强(盆地西北部散度值为 $(-4 \sim -6) \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,图 3c)。综上所述,850hPa 东南风低空急流是“9.23”暴雨过程的主要触发系统,暴雨区位于急流最大风速出口的辐合区,暴雨中心位于与东南风低空急流相正交的喇叭口地形入口区,存在强烈的局地性地形辐合抬升。

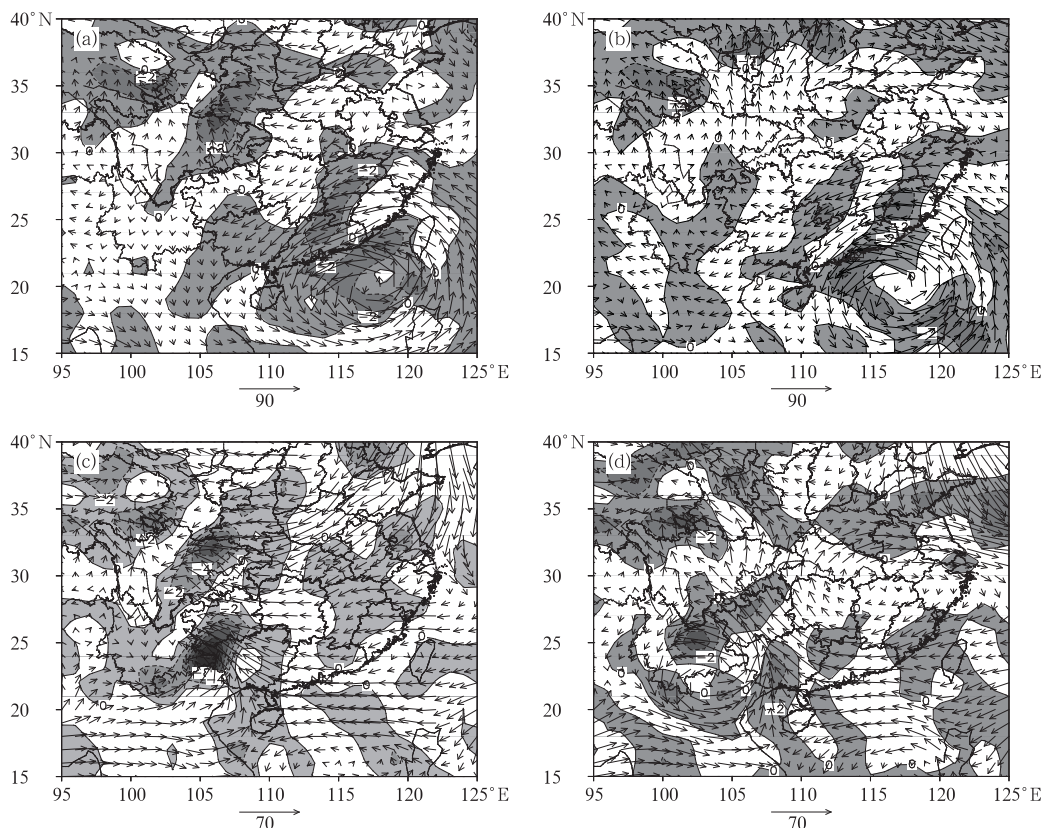


图3 2008年“9.23”暴雨过程期间低层风矢量及散度场(单位: 10^{-5} s^{-1} ,阴影区为负散度)
(a) 23日08时850hPa; (b) 23日08时700hPa; (c) 26日08时850hPa; (d) 26日08时700hPa

3.2 形成持续的强水汽输送和辐合

持续性暴雨除了要有相对稳定的大气环流形势促使天气系统维持、再生和发展外,还

需要有充沛的水汽来源和局地水汽辐合能力^[11],而水汽的输送往往都是依靠低空急流实现的。“9.23”暴雨期间,对流层中低层四川盆地为副高和台风外围持续强劲的低空急

流控制,低空急流将南海的水汽源源不断地向四川盆地输送,并且在四川盆地西北部形成强烈的水汽辐合。

图4是“9.23”连续性暴雨过程前期的强对流降水(图4a、c、e)和后期(图4b、d、f)的稳定性降水两个时段的平均水汽通量和水汽通量散度。从中可以清楚地看出,此次连续性暴雨的水汽源地为南海,在对流层中低层沿副高和台风外围,自南海向四川盆地为一支强劲的水汽输送带,但四川盆地的水汽辐

合主要出现在850hPa,500hPa为水汽通量辐散层,700hPa由于四川盆地西北部为急流上风方的辐散区也无水汽辐合,在850hPa盆地西北部为一带状的水汽通量散度负值区,与暴雨落区分布一致,暴雨中心北川恰好位于水汽通量散度的负值中心附近,这可能与喇叭口地形作用使局地水汽辐合增强有关。另外,过程后期稳定性降水阶段平均水汽通量矢量在各层均比前期对流性降水阶段的水汽输送强,低层水汽辐合也比前期更强,

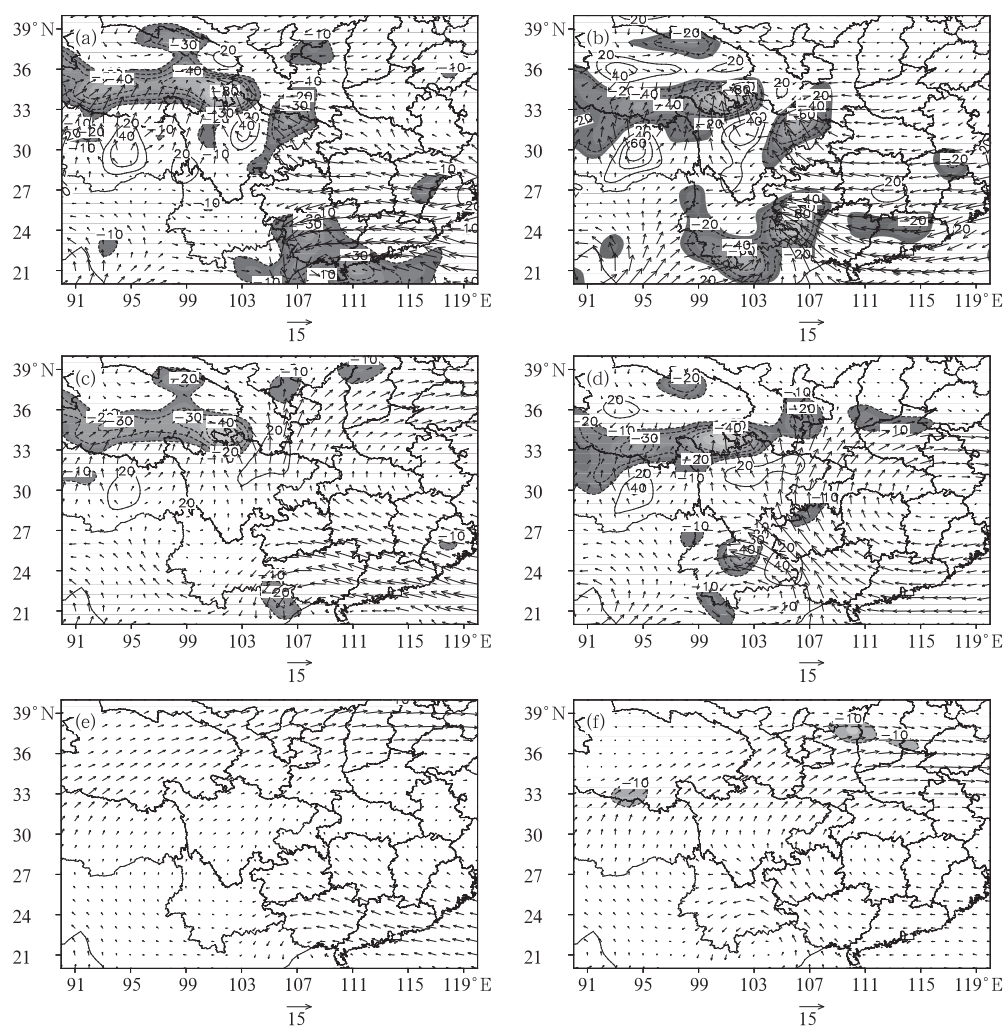


图4 850hPa(a、b)、700 hPa(c、d)和500 hPa(e、f)平均水汽通量矢量和水汽通量散度
(单位: $10^{-5} \text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 阴影区为负水汽通量散度)(a)、(c)、(e): 21日08时至
24日20时平均;(b)、(d)、(f): 25日08时至27日08时平均

强对流降水阶段平均水汽通量散度的负值中心为 $-30 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 稳定性降水阶段达到 $-60 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 这是由于过程后期台风登陆西进后盆地低空东南风急流有所增强及盆地西北部气流辐合更强所致。可见, 持续稳定的 850hPa 东南风低空急流是“9·23”连续性暴雨的主要水汽输送者。

3.3 形成有利的动力结构

从沿暴雨中心北川的涡度和散度的时间-高度剖面来看: 涡度具有“上负下正”结构(图 5a), 连续性暴雨过程前期(22 日 20 时至 25 日 20 时), 正涡度中心最高伸展到了 300hPa, 正涡度值达 $7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。连续性暴雨过程后期(25 日 20 时到 27 日 08 时), 中低层正涡度中心出现在 700hPa 层附近, 500hPa 层以上均为负涡度, 对流层中低层正涡度伸展高度与暴雨中心最强降水时间相吻

合, 表明正涡度柱的加强和向高层伸展是低空急流左侧正涡度和强降水过程中水汽凝结反馈的共同结果; 散度具有“上正下负”结构(图 5b), 对流层高层四川盆地为南亚高压控制, 因此 200hPa 以上基本都为正值辐散, 由于盆地西北部位于 850hPa 东南风急流最大风速出口辐合区及 700hPa 急流左侧的侧向辐合区, 因此 700hPa 以下为负值辐合, 在过程前期, 低层辐合存在明显的日变化, 08 时减弱、20 时加强, 与过程前期降水主要出现在夜间一致。在过程后期, 由于盆地西北部为东南风气流和偏东气流的交汇处, 低层辐合更强, 散度值由前期的 $-1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 上升至 $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。可见, 低空急流使得暴雨区低层正涡度辐合维持, 而低层正涡度辐合和南亚高压造成的高层负涡度辐散相耦合的垂直结构, 对暴雨的产生和维持十分有利。

3.4 形成稳定的垂直上升运动

持续性暴雨作为一种深厚对流, 其发展必须具备 3 个条件, 即充足的水汽供应、层结不稳定、有一定的抬升条件, 三者缺一不可^[11]。通过上述分析, 此次持续性暴雨具备有水汽条件和能量条件, 那么它的触发条件——即是否有强烈的上升运动, 为此本文分析了此次连续性暴雨期间的垂直上升运动。

图 6 为北川站垂直速度的高度-时间剖面, “9.23”暴雨期间, 北川暴雨中心始终存在着触发对流的上升气流, 可见这次在副高西北侧能触发对流持续发展的关键是连续性暴雨区内一直存在着强盛的垂直上升气流。在过程前期, 由于大气层结处于极度高能不稳定状态下, 在低空东南风急流最大风速出口区辐合及急流左侧侧向辐合、边界层冷空气触发及地形抬升的共同作用下, 对流发展十分旺盛, 上升气流伸展至对流层的中高层, 22 日、23 日和 24 日夜间, 上升气流伸展到了

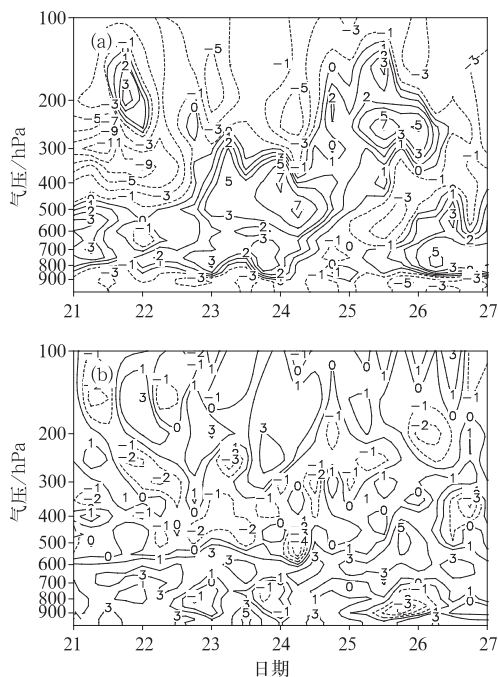


图5 2008年9月21—27日北川(32°N, 104°E)涡度(a)和散度(b)的高度-时间分布
(单位: 10^{-5} s^{-1})

200hPa 以上,因此过程前期强对流降水特征明显。过程后期,由于明显冷空气进入四川盆地,暴雨区能量急剧下降,层结趋于稳定,对流运动受到明显抑制,上升气流集中于对流层中低层,但由于低层辐合更强,上升气流速度明显强于对流性降水时段,在 850hPa 到 700hPa 的高度,最大垂直上升速度达到绝对值 $1.4\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$,有利于将中低层的饱和空气带入高层,使降水持续,因此过程后期为连续性的降水。综上所述,由于 850hPa 东南风低空急流的作用,在副高西北侧“9.23”暴雨区形成了持续的辐合上升运动。

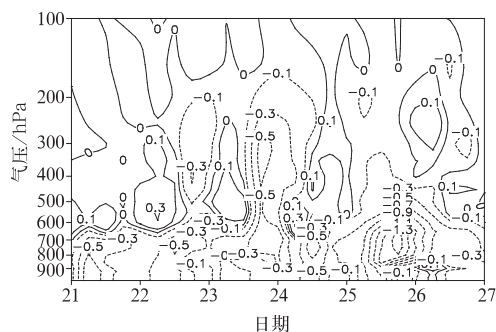


图6 2008年9月21—27日北川站垂直速度
(单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)

为进一步分析暴雨区的上升运动,本文分别选取了两个在不同性质降水阶段中的时段,分析了沿暴雨中心(32°N)的垂直环流经向剖面(图7)。图中反映出沿连续性暴雨中心北川有一个稳定的维持垂直上升气流的垂直环流存在。图7a表明:在24日02时, $105^\circ\text{E} \sim 110^\circ\text{E}$, 300hPa 以下有一垂直环流。在 $100^\circ\text{E} \sim 105^\circ\text{E}$ 为垂直环流的上升支, $108^\circ\text{E} \sim 110^\circ\text{E}$ 为垂直环流的下沉支,盆地刚好处于垂直环流的上升支中,上升支气流将盆地低空暖湿气流向上输送,有利于对流不稳定发展,在第一阶段的对流性降水中,环流中心西侧的上升支能达到 200hPa 的高度。26日08时(见图7b),垂直环流位于 $105^\circ\text{E} \sim 110^\circ\text{E}$, 600hPa 以下,盆地一带仍处于垂直环流的上升支中,这

种垂直环流形势有利于盆地的暴雨维持。比较图7a、b,也反映出第二阶段的稳定性降水没有第一阶段的对流性降水的上升支伸展的高度高。由上述分析可见,暴雨区附近的垂直环流与暴雨的启动和维持有密切关系,暴雨区往往出现在垂直环流的上升运动支。

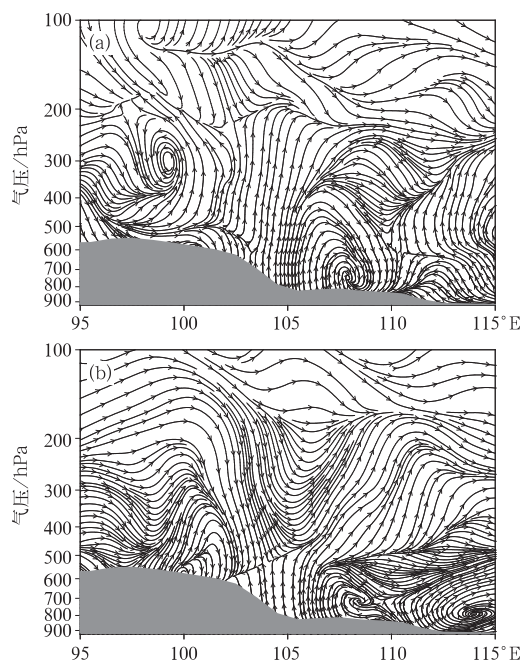


图7 2008年9月24日02时(a)和26日08时(b)沿 32°N 的纬向垂直环流

综上所述,在稳定的副高西北侧,即使 500hPa 无低值系统影响,由于持续稳定的 850hPa 东南风低空急流的触发作用,其产生的水汽和能量持续输送、副高西北侧正环流稳定维持等动力作用造成了连续性的特大暴雨。

4 冷空气的触发作用

Doswell 与 Rasmussen 指出^[12],在深对流可能发生的环境中,对流有效位能(CAPE)是一个与环境联系最为密切的热力学变量,广泛应用于国内外强对流天气的诊断分析。K 指

数是反映大气层结稳定性的参数, K 值愈大表示大气层结愈不稳定, 通常当 K 指数大于 35°C , 层结就相当不稳定了^[13]。沙氏指数 (SI) 也是一反映大气稳定程度的参数, 常与 K 指数一起使用; 一般 $SI < 0$ 时, 大气层结不稳定, 且负值越大, 不稳定程度越大, 反之, 则表示气层是稳定的。从暴雨期间位于四川盆地西北部的温江探空站 $CAPE$ 值、 K 指数和 SI 指数等物理量(表 1)可以看出, 低空急流不仅为四川盆地输送了充沛的水汽, 还带来了充足的不稳定能量。在“9·23”暴雨过程前期(22—25 日), 温江站 $CAPE$ 为较高值, K 指数一直 $> 35^{\circ}\text{C}$, SI 为负值, 尤其是在夜间, 22 日

20 时和 23 日 20 时 $CAPE$ 值分别达到了 $3382\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 和 $1134\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$, K 指数高达 42°C , 表明四川盆地西北部大气处于极度高能不稳定状态, 在存在触发机制的条件下, 很容易使不稳定能量爆发而产生强对流天气, 对应实况为 22 日夜间和 23 日夜间, 盆地西北部出现了连续雨强 $> 50\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的强降水, 并且伴有强雷暴, 强对流降水特征明显。暴雨过程后期(25 日 20 时至 27 日 08 时), 四川盆地能量急剧下降, 大气层结也趋于稳定, 26 日 08 时, K 指数由 25 日 20 时的 39°C 迅速下降至 27°C , 而 SI 指数则由 25 日 20 时的 -2°C 迅速上升至 6°C , 表明冷空气入侵。

表 1 连续性暴雨期间温江探空站 $CAPE$ 、 K 、 SI 指数

时间(日/时)	22/08	22/20	23/08	23/20	24/08	24/20	25/08	25/20	26/08	26/20
K 指数/ $^{\circ}\text{C}$	40	42	39	42	37	39	39	39	27	30
SI 指数/ $^{\circ}\text{C}$	-1	-1	1	-2	-1	-1	-1	-2	6	4
$CAPE/\text{J}/\text{Kg}$	550	3382	0	1134	23	761	67	516	0	0

图 8 为沿暴雨中心的假相当位温的纬度-高度垂直剖面, 从中可以看出来, 过程前期为大气处于极度高能不稳定状态下的暖区降水, 过程后期为冷空气入侵造成的锋面降水, 但过程前期仍有浅薄冷空气进入四川盆地。在过程启动时刻(23 日 02 时), 能量锋区位于 $34^{\circ}\sim 36^{\circ}\text{N}$, 表明冷空气主体偏北, 自南向北是向高层伸展的暖舌, 四川盆地处于锋前暖区当中, 但 900hPa 以下在 32°N 附近是一低能舌, 表明有边界层冷空气入侵, 这是由于北方堆积的冷空气通过河谷地带扩散进入了四川盆地西北部, 在大气层结高能不稳定状态下, 这种浅薄冷空气的入侵也是对流发展的一个重要触发机制; 26 日 08 时, 能量锋区南压到了 32°N 附近, 四川盆地西北部的暴雨区位于锋区前沿。

综上所述, 过程前期为锋前暖区强对流降水, 边界层浅薄冷空气的扩散进入利于触发强对流, 过程后期明显冷空气进入四川盆地后与暖湿气流汇合, 形成锋面降水, 使得降水持续。

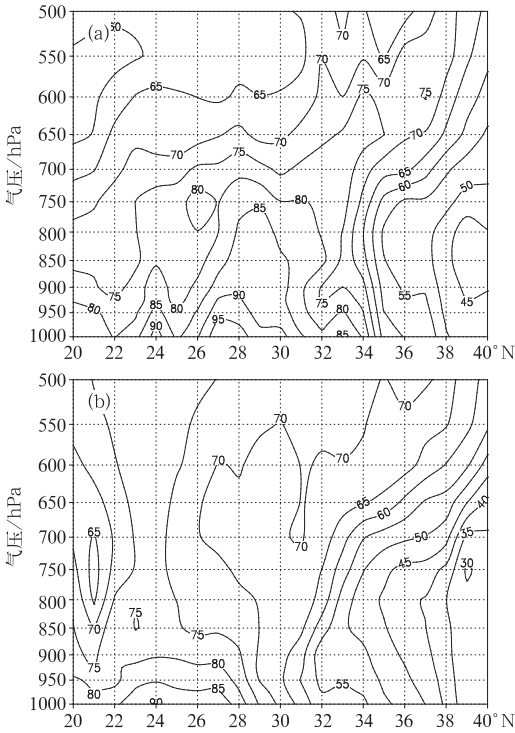


图 8 2008 年 9 月过程前期(a) 23 日 02 时与后期(b) 26 日 08 时沿 104°E 假相当位温纬度-高度剖面

5 小结

通过以上分析,得出以下几点结论:

(1) “9.23”连续性暴雨过程发生在副高异常偏强和强台风黑格比登陆西进的环流背景下。过程期间,在500hPa无低值系统影响的情况下,850hPa持续强劲的东南风急流是暴雨的主要触发系统,东南风低空急流将南海的暖湿空气源源不断向暴雨区输送,并在暴雨区形成了持续的辐合上升运动。

(2) 在东南风低空急流维持、地面冷空气及地形抬升的共同作用下,在副高西北侧形成了一个稳定的正环流,暴雨区就位于上升支中,在过程前期大气处于极度高能不稳定状态下,上升气流可伸展到200hPa以上。

(3) 地面冷空气在此次过程中也起到了重要的作用,过程前期为锋前暖区强对流降水,边界层浅薄冷空气的扩散进入利于触发强对流,过程后期明显冷空气进入四川盆地后与暖湿气流汇合,形成锋面降水,使得降水持续。

参考文献

- [1] 陶诗言,等. 中国之暴雨[M]. 北京:科学出版社, 1980:33.
- [2] 陶诗言,卫捷,张小玲. 2007年梅雨锋降水的大尺度特征分析[J]. 气象,2008,34(4):3-15.
- [3] 郭大海,许新田,刘勇. 陕西中南部一次突发性大暴雨分析[J]. 气象,2008,34(9):40-46.
- [4] 郁淑华. 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.
- [5] 熊秋芬,胡江林,张耀存. 梅雨锋降水带中不同地域大暴雨成因的对比分析[J]. 气象,2006,32(7):72-80.
- [6] 曾庆存,宇如聪,彭贵康,等. “雅安天漏”研究Ⅲ:特征、物理量结构及形成机制[J]. 大气科学,1994,18(6):649-659.
- [7] 毛冬艳,乔林,陈涛,等. 2004年7月10日北京暴雨的中尺度分析[J]. 气象,2005,31(5):42-46.
- [8] 周鸣盛. 我国北方50次区域性特大暴雨的环流分析[J]. 气象,1993,19(7):14-18.
- [9] 顾清源,周春花,青泉,等. 一次西南低涡特大暴雨过程的中尺度特征分析[J]. 气象,2008,34(4):39-47.
- [10] 陈静,李川,湛贵. 低空急流在四川“9118”大暴雨中的触发作用[J]. 气象,2002,28(8):24-29.
- [11] 朱定真,沈树勤,李昕. 华东地区大范围热带气旋大暴雨的综合分析[J]. 气象科学,1997,17(3):298-306.
- [12] Doswell III, C. A. and E. N. Ramsmussen. The effect of neglecting the virtual temperature correction CAPE calculations[J]. Wea Forecasting, 1994, 9: 625-629.
- [13] 齐琳琳,刘玉玲,赵思雄. 一次强雷雨过程中对流参数对潜势预测影响的分析[J]. 大气科学,2005,29(4):536-548.