

西南低涡的合成分析

黄福均*

(成都中心气象台)

提 要

本文利用 Reed 的综合方法,对 1983 年 5—9 月四川省六次西南涡暴雨过程进行了分析,得出:暴雨的出现与西南涡的发展有密切关系;在涡发展时期,对流层高低层存在“三支气流”,并将其与美国落基山东侧暴雨区内的“三支气流”作了比较。

一、引 言

1983 年在长江中下游梅雨期(6.15—7.15)出现了类似 1954 年的特大洪水,川东地区也出现了仅次于中下游的暴雨中心;7 月 15 日葛洲坝遭遇比“81.7”更大的特大洪峰。7 月下旬在川西、川北、陕南发生了历史上罕见的特大洪水,安康被淹。7 月川东降水比历史上同时期偏高 189—218%。8 月 15—18 日受西太平洋 5 号台风的影响,副高在大陆稳定,16 日巴湖槽槽转向导致川西发生一场持续性暴雨。9 月上旬汉江降水明显偏多,于 5—7 日在全川出现年内最后一场暴雨。从 5 月 23 日川北第一场暴雨到 9 月 6 日的末场暴雨的 113 天内,四川境内共经历六场范围较广的暴雨过程。这六场暴雨均与华西 700 hPa 低涡相关。本文对这六次西南低涡作了合成分析,并对其所造成的暴雨背景场与美国落基山东侧暴雨的背景场作了比较。

二、西南低涡的定义及其合成方法

过去人们对青藏高原东南侧边界的 700 hPa 西南低涡作过许多研究,指出^[1-3]这类低涡属于中间尺度的定常性涡旋,是高原东南侧特殊地形的产物。但是,根据这些研究,西南低涡的定义还很含糊,因此,需要对涡的定义和划分条件进一步具体化。本文所指的西南低涡是指 700 hPa 上位于四川境内的中间尺度低涡,要求在低涡的三个象限内至少有三个实测风向证实有闭合环流存在(此外,凡出现在 500 hPa 上高原地区的低涡统称为 500 hPa 青藏高原低涡,在 850 hPa 上出现的涡称为低层西南低涡)。本文采用 Reed^[4]的综合分析方法,将 1983 年六次 700 hPa 西南低涡进行综合。表 1 是低涡出现日期、位置及相应的降水。我们计算各层平均流场、涡度、散度、垂直速度、温度平流、位涡、水汽通

1984 年 5 月 16 日收到,1985 年 5 月 13 日收到再改编。

* 参加本工作的有数值预报室的荀光荣、林富民、袁绍华等同志。

表 1 西南低涡暴雨过程时段、位置、降水分布

700hPa低涡暴雨 过程出现时段	开始 出现时间	位置	降水分布(地区)
83.5.23 ¹ —25 ¹	5.24 ¹	30°N, 105°E	23—24日川西、川北中一大雨,局部暴雨。 25 ¹ —26 ¹ 南、达、绵东部大到暴雨。
83.6.22 ²⁰ —24 ¹	6.23 ¹	30°N, 102°E	23 ²⁰ —25 ¹ 南、达、万、内暴雨,资中县特大暴雨。
83.7.11 ¹ —13 ²⁰	7.12 ¹	32.5°N, 105°E	13—14 ¹ 宜、南充南部、成、重大雨,局部暴雨;达县、 万县、涪陵暴雨,局部大暴雨。
83.7.26 ¹⁰ —30 ²⁰	7.28 ¹	30°N, 102°E	28 ¹ —29 ¹ 绵、乐、内、雅,成一大暴雨,绵大暴雨。 29 ²⁰ —30 ¹⁰ 绵、内、南、达北部、宜宾西部大暴雨。
83.8.16 ²⁰ —20 ²⁰	8.18 ¹	32°N, 104.5°E	16日晚到18 ¹ 绵、成、雅、乐暴雨一大暴雨; 17 ¹ —18 ¹ 绵、成、雅、乐大暴雨; 17 ²⁰ —19 ¹ 绵、南、达、内暴雨。
83.9.5 ¹⁰ —6 ¹⁰	9.6 ¹	29°N, 102.5°E	4日晚,万县、宜宾大雨,局部暴雨;4日白天内江暴雨; 6—7 ¹ 绵阳、内江大暴雨,乐山南部大到暴雨; 6 ²⁰ —8 ¹ 南充、达县、宜宾、重庆、凉山大雨到暴雨。
平 均		30.6°N, 103.5°E	

量、通量散度、 θ_{se} 及平均降水分布等十种物理量,并进行合成分析,得出西南低涡的合成结构。计算采用球坐标,网格距为 1.25×1.25 经纬度,格点共252个。

三、物理量诊断

流型 图1为西南低涡的合成流场。在对流层上部低涡位于南亚高压的东北。在强烈散开的西北气流中,低层有显著辐合,这是低涡获得发展并导致暴雨的重要条件。合成中心对应的上空200 hPa风速为12.3 m/s,在中心正北约700 km处有一支准东西走向的西风急流,最大风速平均为35—40 m/s。合成中心到西风急流的纬向风速切变为 $33 \times 10^{-6}/s$,说明夏季西南涡上空并不存在一支西风急流。在中层500 hPa上,低涡中心西侧存在两个西风扰动,扰动前部是一支西南气流。这支西南气流平均风速5.9 m/s,具有高温高湿的特征。从 θ_{se} 场也看出,这是一支暖而湿的气流。在700 hPa上,合成中心西南侧存在一个明显的中间尺度低涡。这个辐合带可能是500 hPa西风扰动在低层的反映。它在500 hPa西南气流引导下向低涡不断补充正涡度以维持低涡的生命。其次,在合成中心东南方300—400 km出现一支天气尺度的近南北向最大风速轴,这支大风轴也就是通常所说的低涡东侧水汽、热量和动量的输送者,平均风速为7—10 m/s,其经向切变为 $23 \times 10^{-6}/s$ 。此外,在合成中心东侧400—550 km处出现一支中间尺度的次大风速轴,平均为6—7 m/s。这支大风速轴出现在重庆到南充一带。经验表明,它在暴雨发生前后产生。在850 hPa上合成中心东侧5个纬距处出现一支东南大风速轴线,强度为5.2—8.6 m/s,其经向切变为 $14 \times 10^{-6}/s$ 。低涡中心位于700 hPa合成中心西南侧2.5个纬距处,这样来自东南方的大量水汽在低层源源不断被送到700 hPa合成涡的下方,并与700 hPa西南气流输送的水汽在合成中心以东400—600 km处交叉迭置,那里是暴雨最强位置。700 hPa和850 hPa在涡的西北方都呈现一支弱西北气流,表明冷平流已进入低涡的西侧,低涡

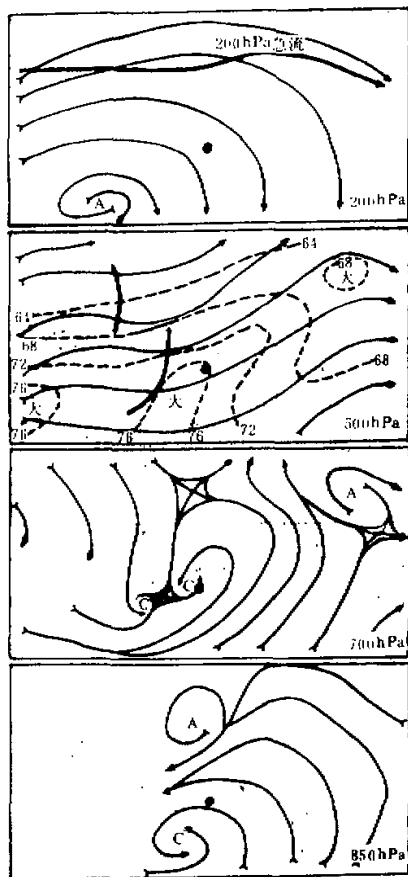


图1 西南低涡暴雨合成流型

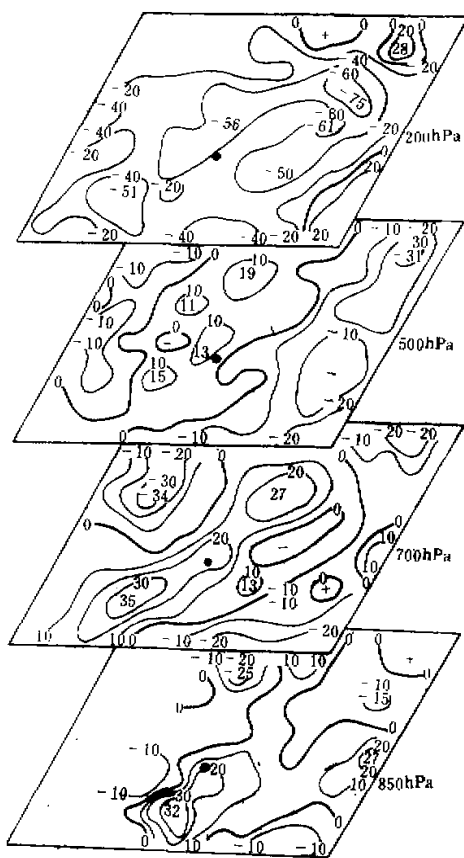
黑圆点: 西南低涡合成中心; 虚线: θ_{se} 等值线

图2 西南低涡暴雨各层合成涡度分布

的盛期一般都属于斜压性结构。

涡度场 图2在合成中心附近对应850、700和500hPa各层均呈现一致的涡度。850hPa在中心南侧2.5纬距处出现最大正值,强度为 $3.2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$; 700hPa正涡度的分布呈东北-西南走向,最大值分别出现在北偏东方4—5纬距和西南方3—4纬距处,强度为 $2.7 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 和 $3.5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。这是500hPa西部扰动迭置在西南低涡西侧的反映,有利低涡的发展,随着有组织对流性不稳定云系发展,中心及周围的气压进一步下降。这可能是500hPa西部扰动在青藏高原东部侧边界与700hPa西南低涡相互作用产生大面积暴雨的关键。200hPa上,合成中心周围呈现大片负涡度,最强中心位于合成中心西北侧1—3纬距处,强度为 $-5.6 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$,对流层上层的负涡度和500hPa以下的正涡度的垂直分布,是西南低涡合成涡度场的重要特征。另外,我们可以从500hPa涡度分布中看出,在合成中心东侧4—5纬距处出现最大负涡度中心,强度为 $-1.3 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$,与高原低涡不

移动类¹⁾十分类似。低涡负涡度中心的这种分布,一般预示着低涡不向东移。本文所研究的西南低涡,其中心大部分未东移到长江中下游。这是盛夏低涡沿西太平洋副高西侧发生发展的主要类型。

散度 图3是西南低涡发展时期散度场的平均分布。在低层850、700hPa上,合成中心附近为辐合,其中850hPa辐合区最强处位于合成中心东北方200—600km范围,强度为 $-1.0 \sim -2.1 \times 10^{-3} s^{-1}$,那里是850hPa平均流场东南气流和川北偏东气流的切变位置;而700hPa辐合区集中在700hPa合成中心的范围内,强度为 $-1.0 \sim -1.9 \times 10^{-3} s^{-1}$ 。在500hPa,辐合区主要呈现在合成中心的西南部位和东北部位,最大辐合中心为 $-0.8 \sim -0.9 \times 10^{-3} s^{-1}$ 。200hPa上,与低涡合成中心对应处为辐散区,散度强度 $+1.0 \sim +1.5 \times 10^{-3} s^{-1}$,中心的西北和东北方300—500km处最大辐散中心值达到 $+3.0 \sim +4.0 \times 10^{-3} s^{-1}$,说明上层的辐散值比中低层辐合值大。散度分布的这种特征是四川暴雨大范围开始期的重要条件之一。

垂直速度 图4为合成中心东北、东南、西南、西北各1.25纬距组成的四个象限,分别点出垂直速度随高度的分布。由图所示,在西南低涡的四周及中心区均为上升运动。其中东北部位上升速度最大,500hPa处强度达 $-3.2 \times 10^{-3} hPa/s$;西南部其次,强度为 $-2.1 \times 10^{-3} hPa/s$;而东南部位再次,西北部位最小。低层850hPa在合成中心的东北部位上升速度最大,强度为 $-0.7 \times 10^{-3} hPa/s$;其次是东南、西北部;西南部位最小。700hPa上,东北部位上升速度最大,西北部位最小。以上说明西南低涡的主要上升运动区发生在东部,特别是东北侧。其次是西南部位,最小值位于西北部位。

温度距平分布 如图5所示,850hPa上西南低涡中心区以西均为冷性,以东为暖性,在700hPa上距平零线紧靠合成中心,呈东北—西南向,西北侧为冷区,东南侧为暖区,

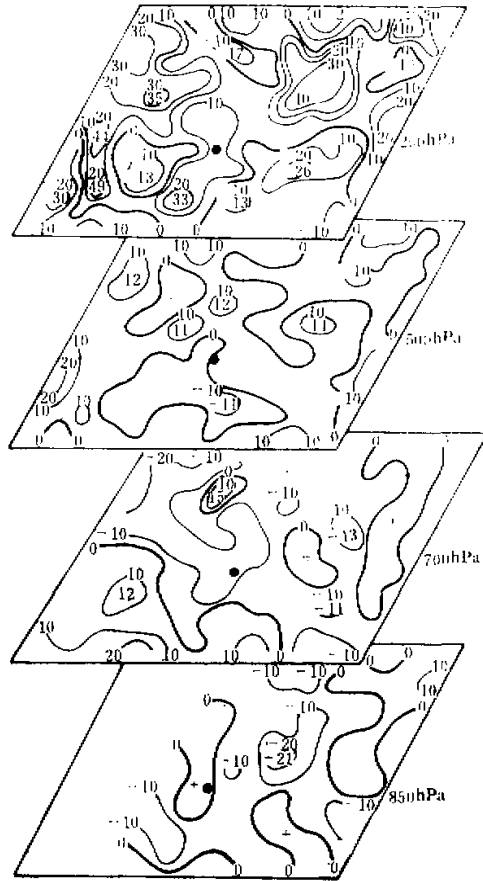


图3 西南低涡暴雨各层合成散度分布

1) 黄福均等,对青藏高原不动和移动类低涡的合成研究(待发表)。

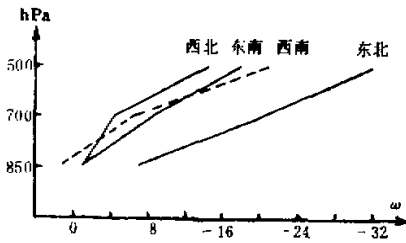


图4 合成中心附近四个象限垂直速度

南侧的一支暖湿气流。在图1 θ_{se} 的合成分布图上已经相当清楚地说明了这支气流的性质。在西南气流的西北侧是负距平，那是斜压扰动迭置在这支西南气流上的反应。

四、四川暴雨和美国落基山东侧暴雨“三支气流”之比较

青藏高原和美国落基山都处于影响系统的上游。在巨大山脉的东侧，高低空都呈现与暴雨相联系的“三支气流”。这里特将西南低涡暴雨与美国落基山东部暴雨“三支气流”^[5,6]作一比较。

图6b是四川暴雨三支气流与雨区综合示意图，它表明我国西南低涡中存在“三支气流”，即位于低涡中心北侧200 hPa上的西风急流；低涡西侧的对流层中层呈现一支与青藏高原西风扰动相联系的西南暖湿气流；在合成中心东侧3—4纬距处，700和850 hPa上存在一支偏南和偏东南的湿急流。

图6a是美国落基山东部暴雨区、暖盖边缘和“三支气流”综合图。由图所示，美国的“三支气流”分别在300 hPa上空存在一支与大尺度西风槽相应的西南急流，急流最大风速达40 m/s左右，其垂直范围大，550 hPa仍可见其行迹。我国西南低涡对应200 hPa这支西风急流，仅在400 hPa尚能辨别，500 hPa上已不见其踪迹。在对流层中部，美国落基山东侧存在一支弱西风气流，它是由落基山脉东移的，与中层干暖空气相联系的弱急流，高度约在4880米左右，内有两个最大风速中心，一支在南面的得克萨斯州上空，呈反气旋方向弯入墨西哥湾，另一支呈气旋弯

包括中心也在暖区内，最强暖区在紧靠合成中心南侧100—300 km处，呈东北—西南走向。850、700 hPa温度距平的这种分布表明，暴雨在大面积开始期已有冷空气从涡的西侧侵入，其东侧、南侧保持一支强大的偏南偏东气流向雨区输送水汽。在500 hPa上，合成中心周围温度为正距平，正距平最大地区出现在离中心东北5个纬距和离中心西部9纬距处。这是来自青藏高原

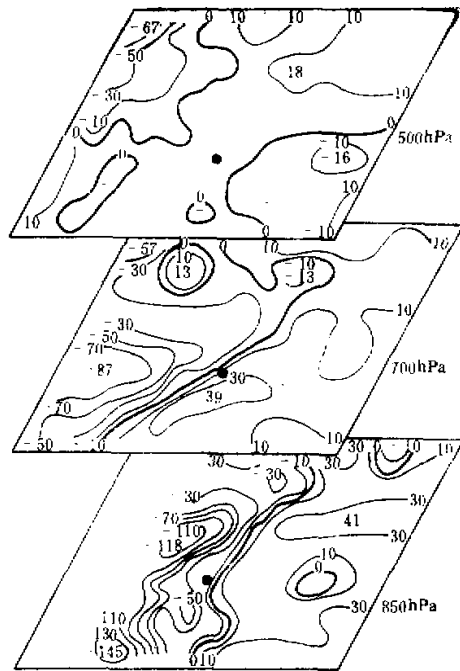


图5 西南低涡暴雨各层温度距平分布

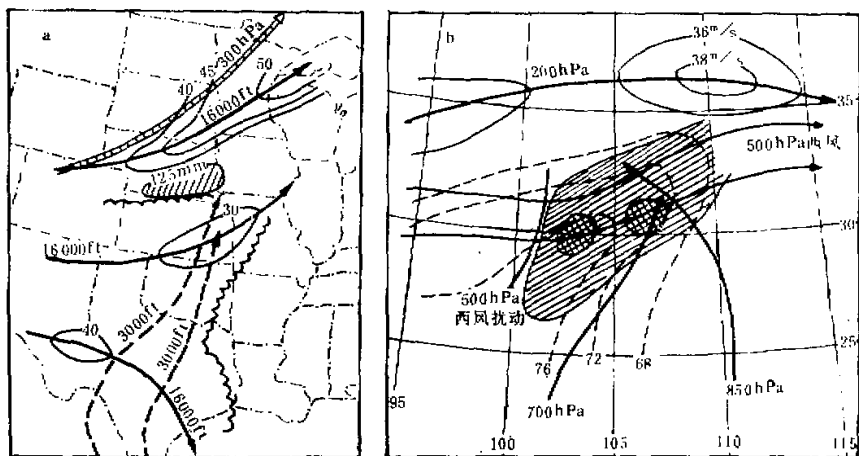


图 6 四川暴雨与美国暴雨“三支气流”的比较

a: 美国三支气流, 暴雨区, 暖盖边缘综合图, 波状线代表暖盖边缘; b: 四川暴雨三支气流与雨区综合示意图, 单斜影区表示合成雨量 $\geq 10\text{mm}$, 双斜影区表示合成雨量 $\geq 25\text{mm}$, 虚线表示 $\theta_{e,p}$ 线

曲转向东北, 它们均位于低空湿急流上, 形成很大区域的一层逆温, 盖住了那里的上升运动。而我国西南低涡对应对流层中层这支青藏高原西南气流, 不是一支急流, 就其温湿的属性来说它表征青藏高原南侧边界层内气流的物理特性具有不稳定的性质。当其正涡度平流迭置在西南低涡上空时, 将会加剧低涡上层辐散、低层辐合的“抽气效应”, 从而使位势不稳定能量大量被释放, 使中尺度云系有组织集合成具有中间尺度到天气尺度的低涡云团。此外, 我国西南低涡暴雨和美国暴雨在对流层低层都存在一支偏南的湿急流。

由于上述“三支气流”各自的物理特性和配置上的差别, 反映在暴雨的位置上是不同的。我国西南低涡暴雨一般均发生在高层西风急流的南侧、中层扰动前部西南气流东侧以及低层偏南湿急流的西侧。而美国暴雨则发生在低层湿急流的北侧、暖盖西侧和 300 hPa 急流的右侧, 详见图示。

五、结 论

(1) 本文对六次西南低涡大范围暴雨起始期进行了合成诊断, 合成中心平均位置 30.6°N , 103°E , 位于准定常九龙涡的东北方 200 km 处, 涡的西侧是青藏高原, 东部是四川盆地。分析表明, 暴雨与西南涡的发展有密切联系。在涡的发生、发展时期, 高、低层存在“三支气流”是产生四川大面积暴雨的背景条件。

(2) 西南低涡是一种青藏高原东侧边界层内的中间尺度天气系统, 低涡内部 700—200 hPa 的垂直风速切变为 $1.13 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, 经向风速切变为 $23 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, 上层辐散强 ($1.5—4.0 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$), 中、低层辐合强 ($-1.0—-2.0 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$), 正涡度上下迭置, 上升速度东北部最大, 西北部最小。当中层有扰动重迭在低涡上空, 扰动后部同时有冷平流从涡的西侧进入时, 是低涡演变成斜压涡发展的重要原因, 也是触发大面积暴雨的必要条

件。

(3) 暴雨落区位于 200 hPa 急流入口区的右前方、500 hPa 西风扰动和低涡的东侧与低层偏南风轴的交界处。低层偏南大风轴是一支非地转湿急流,为暴雨发生提供大量水汽和不稳定能量。中层的西风扰动助长了低涡内部的上升运动。200 hPa 急流右前方的辐散区则加剧了低层的上升运动。

(4) 将四川暴雨和美国落基山东侧暴雨“三支气流”作了比较,得出了它们的共同点:上层和低层都存在一支西风急流和低层急流。不同点是由于青藏高原巨大陆块边界混合层的特征决定中层这支西风气流具有暖湿的性质。当有扰动移到低涡上空时,引起剧烈的“抽气效应”,使对流加强,涡内中尺度云系组织集合成云团。而美国落基山东侧这支西风急流由于来自墨西哥北部干暖沙漠地区的混合层内,当干暖中层气流迭置在低层湿急流上空时,形成“暖盖”,抑制那里的对流发展。因此,四川暴雨主要发生在中层西南气流和低涡的东侧,而美国的暴雨发生在湿急流的北侧、“暖盖”的西侧和 300 hPa 急流的右侧。它们之间区别的主要原因在于青藏高原大地形和落基山墨西哥北部干燥沙漠的下垫面所在位置以及它们的地理学特征的差异。

参 考 文 献

- [1] 彭宪成等, 1964, 西南低涡之研究, 天气月刊, 5 月号。
- [2] 王彬华, 1951, 在西藏高原的影响下中国动力性气旋的生成及其发展, 山东大学学报, 第四期。
- [3] 孙月浦, 1955, 西南低涡的型式和预报, 天气月刊, 4 月号。
- [4] Reed, R. J., 1977, The structure and Properties of African Wave disturbances as observed during Phase III of GATE, *Mon. Wea. Rev.*, **105**, P.317—313.
- [5] Carls, T. N. et al, 1980, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **61** p. 1018.
- [6] 李毓芳, 1982, 杭州大学学报(自然科学版), 9 卷 2 期, P. 207—217.

A COMPOSITE ANALYSIS OF THE SOUTHWEST VORTEX

Huang Fujun

(Sichuan Provincial Meteorological Bureau)

Abstract

In this article, six Sichuan heavy-rain processes which were caused by southwest vortex in May-September, 1983 are analysed by using Reed's composite method. The average flow field of the vortex and the average characteristics of vorticity, divergence and vertical velocity are made out. The appearance of Sichuan heavy rains is closely associated with the development of southwest vortex. In the development of the vortex, there exist three branches of air flows in the upper and lower troposphere, which are compared with those in the heavy rain region on the east side of Rocky Mountains.