

高原涡与西南涡相互作用暴雨天气过程的诊断分析

周春花¹ 顾清源¹ 何光碧²

(1 四川省气象台, 2 成都高原气象研究所, 成都 610072)

摘要 利用动力诊断方法,对 2008 年 7 月 20~22 日高原低涡与低层西南低涡相互作用引发西南低涡强烈发展和四川大面积特大暴雨天气发生机理进行了诊断分析。分析表明:高原涡与西南涡涡心之间的纬向距离在 5 个纬度的时候,两者上升气流都在 500 hPa 以下,当两者继续东移,在经向上耦合的时候,二者同时得到发展,西南涡中心的上升气流达到 300 hPa,而高原涡中心的上升气流突破 200 hPa;西南涡在低层出现初期,在一定程度上制约了高原涡的发展,随着两者在经向方向发生耦合,上下涡度平流不同造成垂直差动,将激发 500 hPa 以下的上升运动与气旋性涡度加强,使得 500 hPa 与 700 hPa 涡心正涡度值的增大近 1 倍。并且涡前的正涡度变率使得高原涡发展并东移,待垂直耦合后,高原涡与盆地涡相互强迫作用促使气流上升运动加强也是导致高原低涡与西南低涡共同发展的一种机制。

关键词 高原涡 西南涡 相互作用 暴雨

引言

高原低涡是青藏高原特殊的动力和热力作用影响下而产生灾害性天气的高原低值系统之一,它的平均水平尺度为 400~500 km,多数为暖性结构。绝大多数高原低涡在高原东部地形的下坡处减弱、消失,极少能移出高原主体,但在有利的环流形势配合下,少数高原低涡能够东移出高原发展,往往引发青藏高原下游地区大范围的暴雨、雷暴等灾害性天气过程。据统计,夏季高原低涡移出的大约只有 1/10^[1],高原低涡移出高原必然要和背风坡浅薄的天气系统发生相互作用^[2~4],从而使得高原低涡得以发展,对于背风坡浅薄系统最典型的是西南涡。对于高原低涡和西南涡的结构、形成与发展及其造成的天气灾害等问题的认识和研究,一直是气象学家研究的重点,并且已经取得了一定的研究成果^[5~9],陈忠明^[2]等指出当高原低涡系统位置偏西时,与之相联系的纬向涡旋环流与盆地纬向涡旋环流处于非耦合状态,与高原低涡中心及东部上升气流相联系的补偿下沉气流将抑制盆地涡旋的发展。而当高原低涡东移到 100°E 以东时,与之相联系的

纬向涡旋环流与盆地纬向涡旋环流进行垂直耦合,导致与盆地低涡相联系的纬向涡旋环流上升气流急剧加强,从而导致四川盆地大范围的暴雨。刘富明^[9]等也认为,当两者处于非耦合状态时,抑制盆地系统发展;当两者成为耦合系统后,激发盆地系统发展与暴雨发生。有人认为夏季平均场上从高原东移上升然后在高原东侧下沉的气流,可能抑制了西南低涡的发展。但高原东缘的上升气流可能是中心在 100°E 以西的高原低涡东部的上升气流,待高原低涡东移到 100°E 以东,其东部的上升气流和高原东侧的弱上升气流叠加,这加强了西南低涡的发展^[1]。

综上所述,对高原低涡与其它天气系统相互作用的诊断分析主要是对纬向上的耦合,且所分析的样本也还不够,2008 年 7 月 20~22 日四川盆地出现暴雨天气过程,本文利用气象常规观测资料以及 T213 模式分辨率为 1°×1°经纬度的实时分析资料,对这次高原涡与西南涡相互作用的涡度进行诊断分析,以探讨这次降水过程中它们相互作用的涡度特征。

国家自然科学基金项目(40775032)资助

作者简介:周春花,女,1982 年生,硕士,助理工程师,主要从事短期天气预报工作,Email:zch0728@sina.com

收稿日期:2008 年 10 月 30 日;定稿日期:2009 年 3 月 26 日

1 高原低涡和西南涡东移及其影响

1.1 高原低涡和西南涡东移

2008 年 7 月 20~22 日四川暴雨天气过程的环流背景(图 1)为乌拉尔山高压和贝加尔湖高压稳定,在这两高之间的巴尔喀什湖低槽和东亚大槽也一直持续,19 日在巴湖低涡底部有大片的正涡度平流和冷平流区(图略),使得巴尔喀什湖低涡在稳定的同时不断分裂小槽东移,于 20 日在曲麻莱附近有一低涡生成,涡前的正涡度平流和冷平流使得高原涡发展并东移,其前侧的正涡度平流造成低层减压,加剧了西南涡的形成。高原涡和西南涡的移动路径图(图 2,涡源中心由 MICAPS 系统上有 3 个站风向呈气旋式环流的低涡的几何中心位置确定)上可以清楚看出它们的移动情况,高原涡在 20 日到 21 日沿 34°N 东移,22 日急剧南掉,23 日演变为槽。与此同时的西南涡 21 日 08:00 与高原涡在经向方向上耦合,22 日西南涡落后于高原涡,23 日西南涡演变为切变线继续东移。

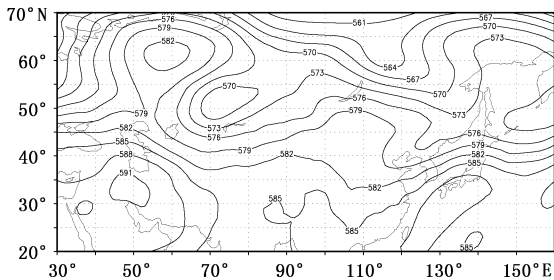


图 1 2008 年 7 月 19~22 日 08:00 500 hPa 平均高度场(单位: dagpm)

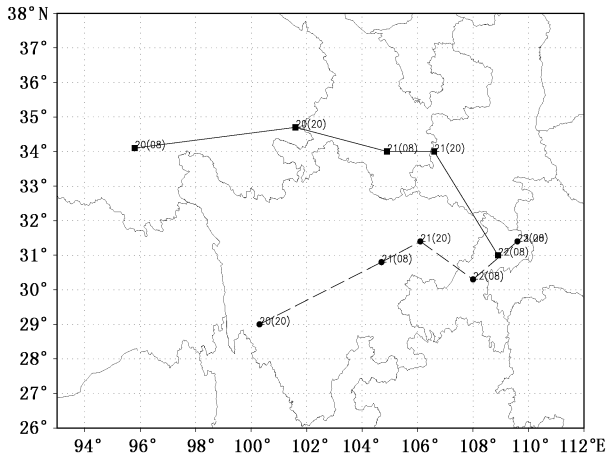


图 2 高原涡(实线)与西南涡(长虚线)移动路径

1.2 高原低涡和西南涡东移对四川盆地的影响

20 日午后开始,四川盆地自西向东出现了一次强降雨天气过程,部分地方伴有短时阵性大风和强雷暴,20 日强降雨区位于盆地西部,有 141 个乡镇降雨量在 50~100 mm,40 个乡镇降雨量在 100~249.9 mm,并有两站出现了特大暴雨,分别是江油 288.4 mm、乐山 280 mm;21 日强降雨区移至盆地东部,有 95 个乡镇降雨量在 50~100 mm,58 个乡镇降雨量在 100~249.9 mm,20~22 日四川省总计有 14 个市州出现暴雨。随后西南涡东移出川,造成了秦岭至江淮流域范围内大面积的强降水天气过程。

在 6 h 的雨量图上(图 3),雨量的分布都表现为两个中心,20 日 20:00 西南涡出现初期,前 6 h 降水的两个中心雨量都不大,后 6 h 的雨量图上,降水量急剧增大,中心在乐山和绵阳两个地区,特别是乐山一带的雨量达到了 210 mm。21 日 08:00 前 6 h 雨量逐渐东移,在盆地的雨量较上一时段有所减小,雨量中心雨量达 70 mm,后 6 h 的雨量又略有增大,中心雨量达到 120 mm。从上面的分析可以看到,西南涡还未出现时,高原涡带来的降水不大,西南涡出现后,出现典型的北槽南涡的形势,西南涡和高原涡共同影响下,雨量急剧增大。

2 高原低涡与西南涡相互作用及发展机制

2.1 风场的经向垂直分布

这次过程高原涡主要沿 34°N 东移,与西南涡的移动路径在经向上是大致一致(22 日 08:00 以前),故对二者作经向剖面,分析它们的垂直分布情况。20 日 20:00(图 4a),此时西南涡和高原涡中心分别在 29°N 和 34.5°N 位置上,其中心位置上都为上升气流,500 hPa 以上为下沉气流将抑制中低层的上升气流,使得西南涡和高原涡维持在 500 hPa 以下;21 日 08:00(图 4b),此时西南涡和高原涡中心同时东移至 105°E 附近,纬向上其中心分别在 31°N 和 34°N 位置上,中心距离相距 3 个纬度,相应的经向剖面上,高原涡和西南涡都为强烈的上升气流区,西南涡中心的上升气流达到 300 hPa,而高原涡中心的上升气流突破 200 hPa。

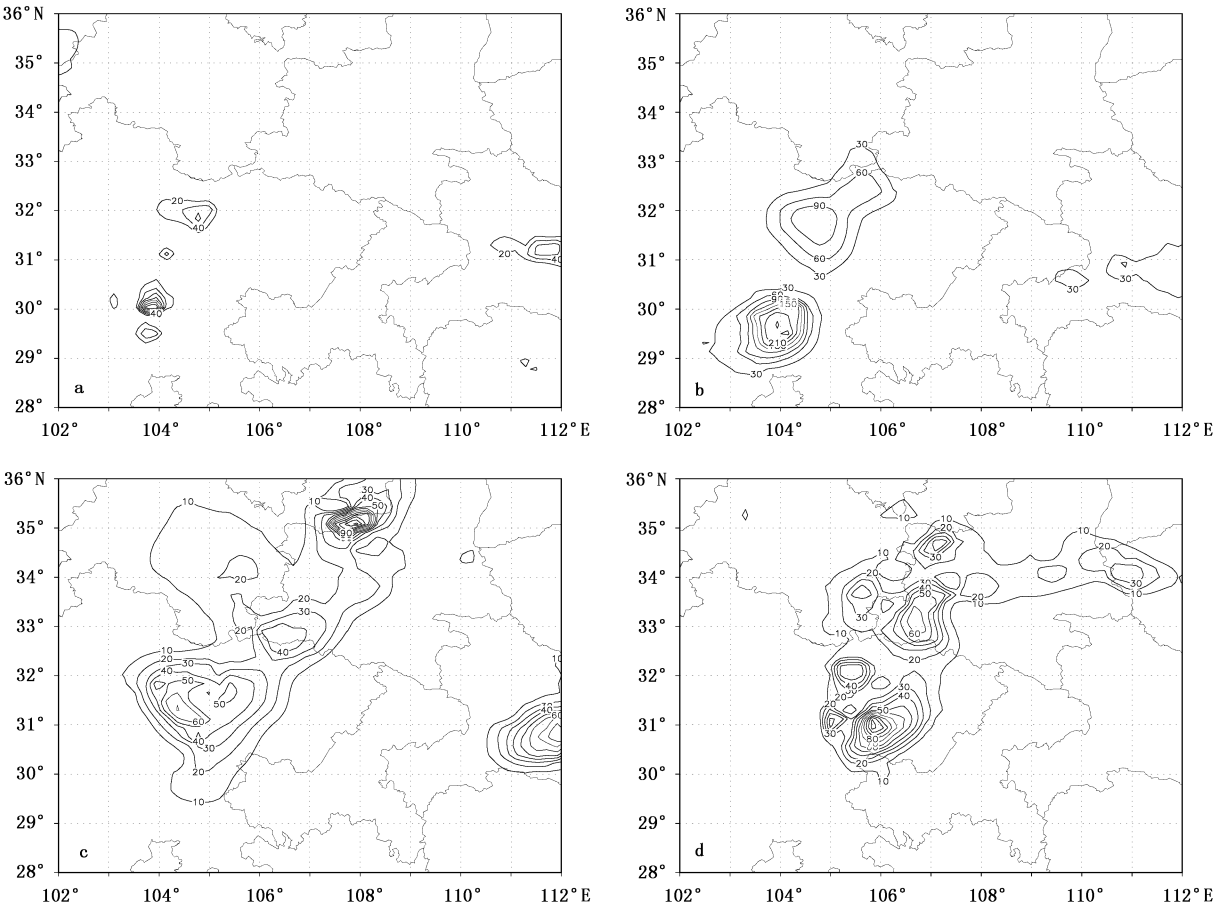


图 3 2008 年 7 月 20 日 20:00(a),21 日 02:00(b),21 日 08:00(c),21 日 14:00(d)的 6 h 雨量图(单位:mm)

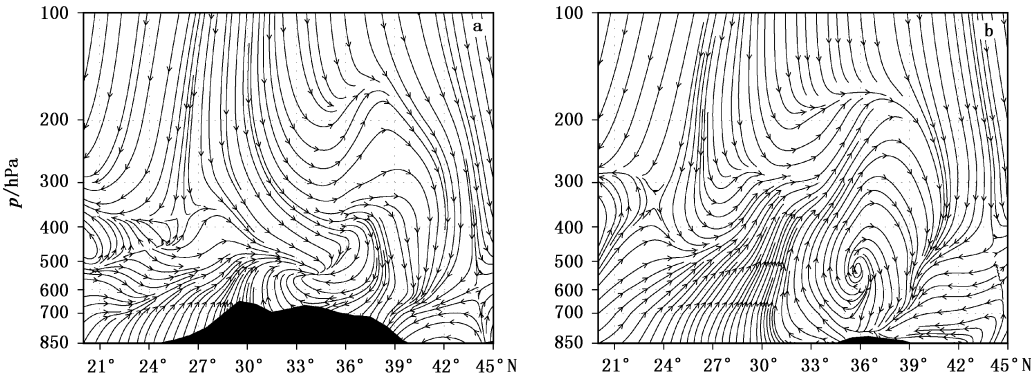


图 4 2008 年 7 月 20 日 20:00 沿 101.5°E(a),21 日 08:00 沿 105°E(b)经向剖面(单位:m/s,阴影区为地形)

在这次过程中,高原涡与西南涡之间的纬向距离在 5 个纬度的时候,也是西南涡初始时刻,二者上升气流都在 500 hPa 以下,当它们继续东移,在经度上耦合的时候,二者同时得到发展,西南涡中心的上升气流达到 300 hPa,而高原涡中心的上升气流突破 200 hPa。

2.2 涡度场的经向剖面

涡度是度量大气旋转程度和方向的一个物理量,知道了涡度的变化也就能较好地掌握涡旋系统的变化。对于次天气尺度系统而言,涡度比散度大半个量级以上,稳定性好^[2]。因此,我们选涡度作为分析参量。20 日 08:00 高原涡初始时刻的涡度

场上(图 5a),在 $35^{\circ}\sim 37^{\circ}\text{N}$ 范围内涡旋运动强烈,中心值在 $10\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 以上,且在 500 hPa 上最为明显。20 日 20:00(图 5b)在 $27^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 范围内西南涡发展,正涡度在 500 hPa 以下,中心值 $5\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$,在 $32^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$ 范围内的高原涡较上一时次有所减弱,中心值为 $8\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 。随后(图 5c)西南涡向东北方向移动在 105°E 上耦合,此时西南涡和高原

涡同时发展,在 $27^{\circ}\sim 33^{\circ}\text{N}$ 范围内都为正涡度,有两个极值中心,中心值分别达到了 $10\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 和 $18\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$,中心分别位于 700 hPa 和 500 hPa,21 日 20:00(图 5d) $27^{\circ}\sim 33^{\circ}\text{N}$ 范围内都为正涡度,涡度中心值在 30°N 附近,在 850 hPa 到 500 hPa 之间都为强的正涡度中心。

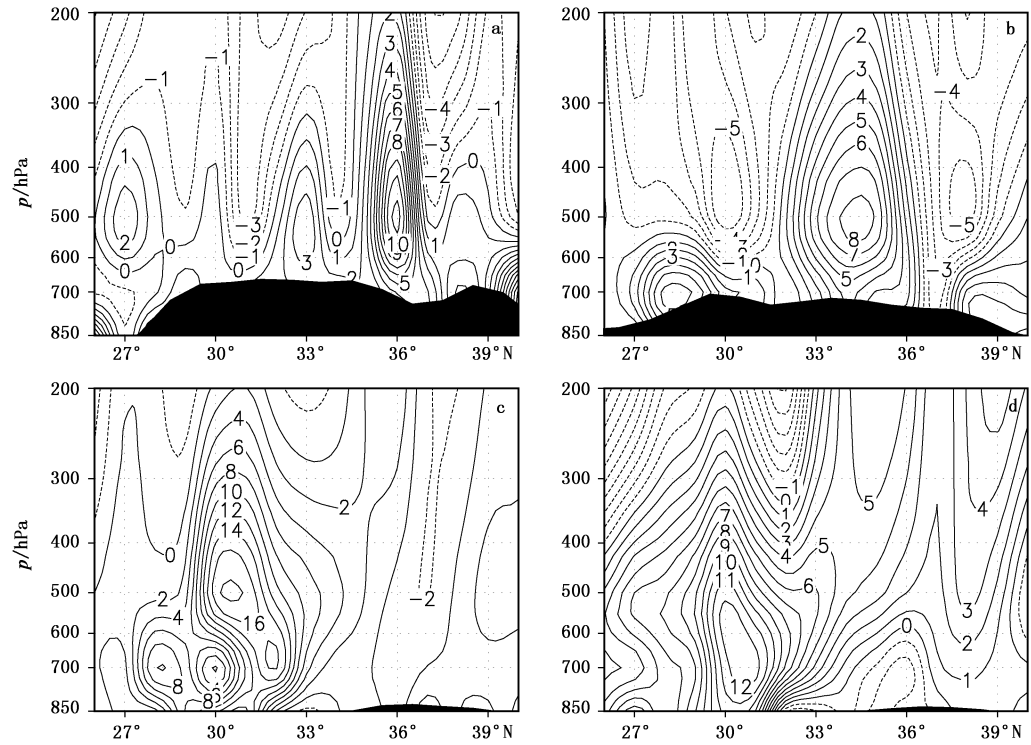


图 5 涡度场的经向剖面:(a)20 日 08:00 沿 96°E , (b)20 日 20:00 沿 101.5°E , (c)21 日 08:00 沿 105°E , (d)21 日 20:00 沿 106.5°E (单位: 10^{-5}s^{-1} ,阴影区为地形)

从上面的分析发现,在西南涡还未出现时,高原涡的涡旋运动强烈,随后高原涡东移。西南涡在低层出现初期,高原涡移出高原出现减弱,高原涡的涡旋强度明显减小。随着二者的东移,它们之间相互作用,二者同时得到发展,涡旋强度增大将近 1 倍。

2.3 涡度场的水平分布

图 5 是高原涡与西南涡相互作用前后的 500 hPa 涡度分布。19 日 20:00 高原涡对应的涡度中心值分别为 $6\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ (图略),这时风场图上还看不到明显的高原涡。随后 20 日 08:00(图 6a)高原涡东移,与之对应的正涡度值急剧加强,中心值达到了 $12\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$,而对应西南涡上方的正涡度中心仍在盆地,并且涡度值变化不大,仍然维持着上一时

次大小,约为 $2\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 。20 日 20:00(图略),高原涡东移与西南涡相互作用,此时的涡度图上正涡度连成一片,有两个中心区,中心值都达到 $8\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$,与高原涡对应的正涡度值减小,而与西南涡对应的正涡度值增大。21 日 08:00(图 6b)高原涡和西南涡完全垂直耦合,正涡度区在盆地,涡度中心值也急剧加强,达到了 $15\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 。与此同时低层的 700 hPa 和 850 hPa 的涡度值此时也显著加强(图略)。由此看来,是高原低涡与盆地浅薄低涡的耦合作用促进了西南涡的发展,涡度的水平分布特征进一步说明了高原涡与盆地涡相互作用共同发展的特征。

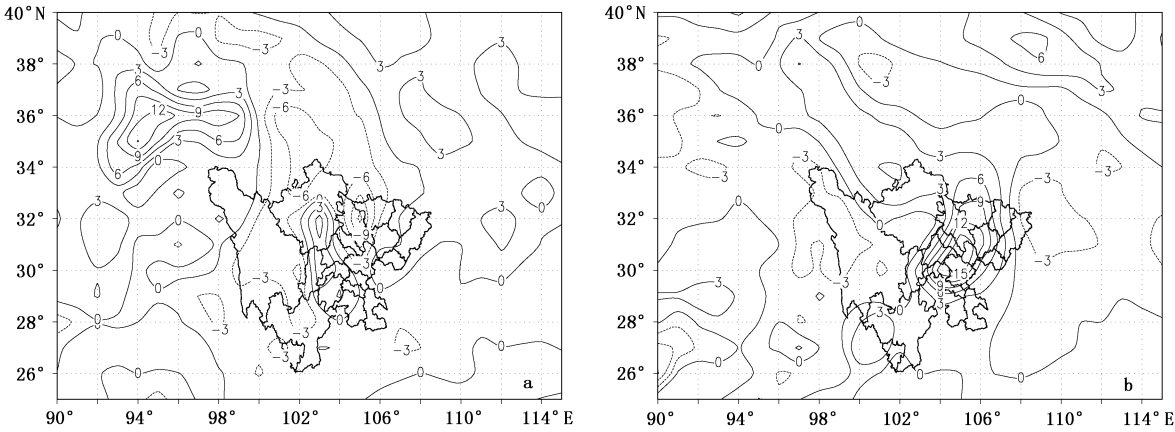


图 6 500 hPa 涡度:(a)20 日 08:00,(b)21 日 08:00(单位: 10^{-5} s^{-1})

2.4 平流的经向剖面

分析高原涡和西南涡相互作用前后的涡度平流变化特征发现,在 20 日 20:00(图 7a),高原涡位置上从 200 hPa 向下层传递为强的正涡度平流,在 700~600 hPa 之间为正涡度平流区,中层 500 hPa 位置上为负涡度平流区,这种上下涡度平流不同造

成的垂直差动,将激发 500 hPa 以下的上升运动与气旋性涡度加强。21 日 08:00 500 hPa 与 700 hPa 涡心正涡度值的增大(图 5c),特别是 700 hPa 上涡度值增大近 1 倍,无不与此相关。21 日 08:00(图 7b),正涡度平流从高层向低层传递,一直到 700 hPa,使得西南涡与高原涡发展。

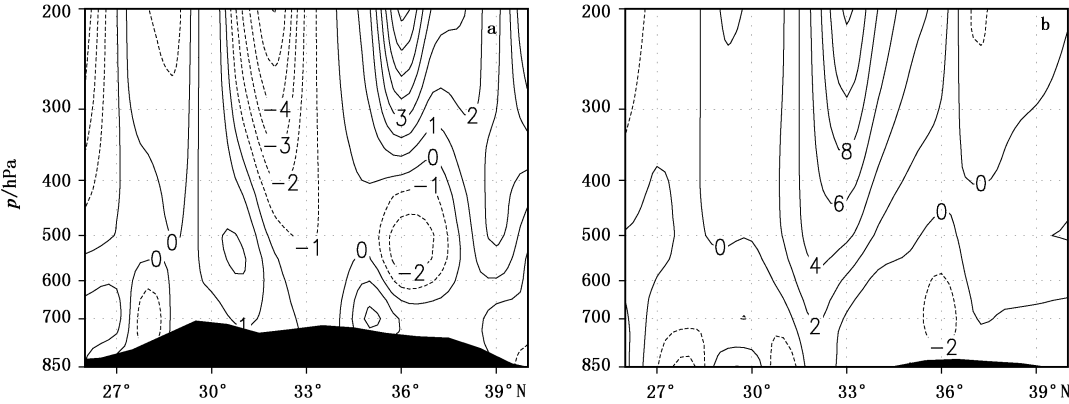


图 7 2008 年 7 月 20 日 20:00 沿 101.5°E(a)和 21 日 08:00 沿 105°E(b)涡度平流经向剖面
(单位: 10^{-9} s^{-2} ,阴影区为地形)

2.5 涡度变率分析

从动力学观点考虑,散度变率和涡度变率可以诊断与辐合线或低涡的生成和发展的物理机制是合理的^[10~11]。陈忠明^[3]在研究中尺度大气运动的准平衡性质时指出,中尺度大气运动的准平衡性质可由散度变率进行诊断。张小玲等^[10~11]的研究表明:涡度变率诊断结果可以指示涡度正变率中心带初生于暴雪切变线附近,其时空演变与切变线生成和发展相伴的正涡度中心带垂直结构及演变基本一致。通过对高原涡与西南涡相互作用的涡度变率研究发

现,20 日 08:00 高原涡初生阶段(图 8a),在高原涡前东部地区的 300 km 范围内有正的涡度变率,中心值达到了 $18 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$,强的正涡度变率将促使高原涡发展并东移,与之相对应的西南涡在盆地西南部正涡度变率中心值为 $6 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$;20:00(图 8b)正涡度变率中心东移至(34°N,102°E),正涡度变率中心值达到 $14 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$,四川盆地内的正变率中心覆盖了盆地整个西部。21 日 08:00 当高原涡与西南涡垂直贯通后(图 8c),盆地内为大片正涡度变率区,中心值达到了 $20 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ 。20:00(图

8d)盆地内的正涡度变率中心移到盆地东部,中心值达到了 $17 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ 。强烈的正涡度变率将促使大

气涡旋运动加强,气流上升运动强烈。

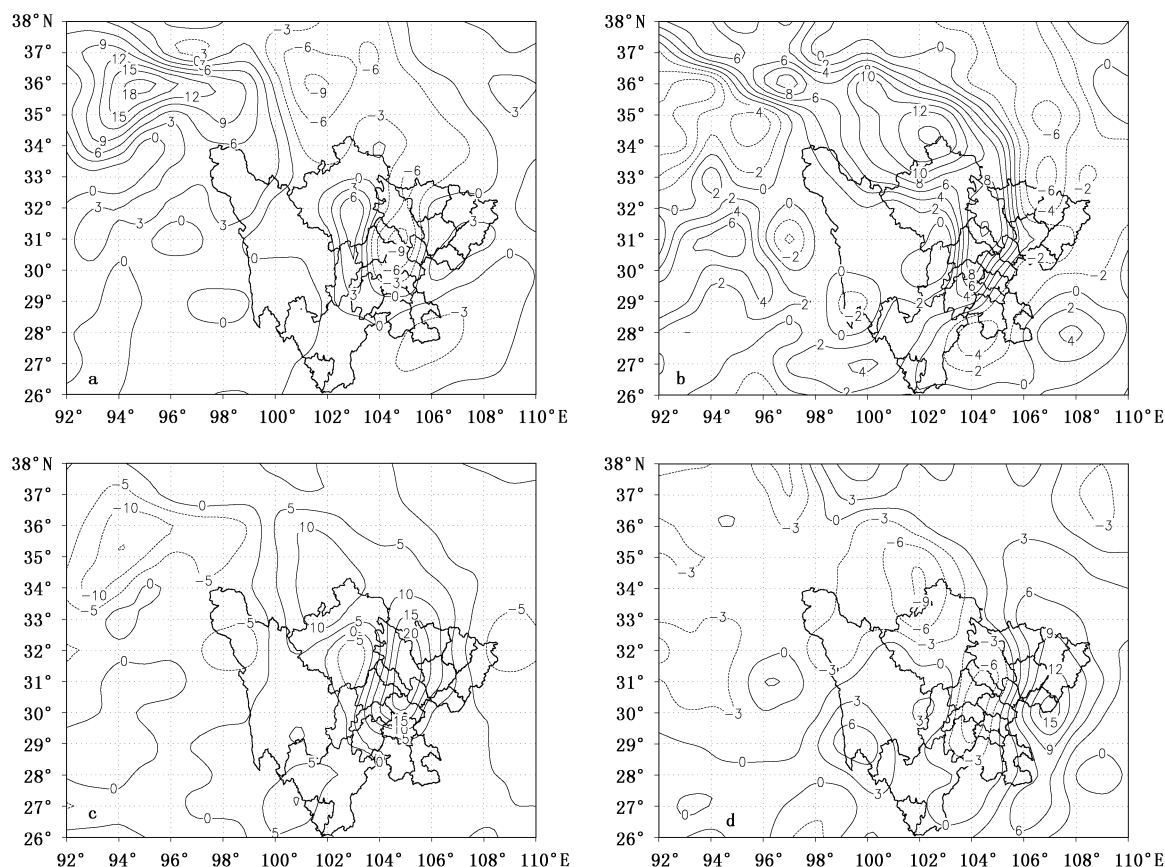


图 8 500 hPa 涡度变率:(a)20 日 08:00,(b)20 日 20:00,(c)21 日 08:00,(d)21 日 20:00(单位: 10^{-10} s^{-2})

从上面的分析得出,在高原涡与西南涡垂直耦合前,高原涡前的正涡度变率将激发高原涡发展并东移,当二者垂直耦合后,盆地内的正涡度变率显著增大,增强了大气的涡旋运动,从而使得气流上升运动加强,促进西南涡的发展。特别是盆地内正涡度变率区域与后 6 h 的降水有着很好的对应关系,如 20 日 20:00 的正变率中心在 $29.5^{\circ} \sim 33^{\circ} \text{ N}$, $103.5^{\circ} \sim 106^{\circ} \text{ E}$ 范围内,后 6 h 的降水区域为 $31^{\circ} \sim 33^{\circ} \text{ N}$, $104^{\circ} \sim 105^{\circ} \text{ E}$, 和 $29^{\circ} \sim 30^{\circ} \text{ N}$, $103.5^{\circ} \sim 104.5^{\circ} \text{ E}$ 。因此,500 hPa 的涡度变率在一定程度上能指示降水的区域,关于该问题以后将深入探讨。

3 结论

对造成 2008 年 7 月 20~21 日四川盆地大暴雨过程的主要影响系统——高原涡与盆地涡的相互作用的涡度诊断分析,主要得出以下几点结论:

(1)西南涡在风场上还未表现时,高原涡带来的

降水不大。而在西南涡出现后,出现典型的北槽南涡的形势,西南涡和高原涡共同影响下,雨量急剧增大。

(2)高原涡与西南涡之间的纬向距离在 5 个纬度的时候,也是西南涡初始时刻,二者上升气流都在 500 hPa 以下,当二者继续东移,在经度上耦合的时候,同时得到发展,西南涡中心的上升气流达到 300 hPa,而高原涡中心的上升气流突破了 200 hPa。

(3)在西南涡还未出现时,高原涡的涡旋运动强烈;而在高原涡移出高原后出现短暂减弱;随着高原涡与西南涡的东移,并在经向方向上发生耦合,二者同时得到发展,涡旋强度增大将近 1 倍。

(4)上下涡度平流不同造成的垂直差动,将激发 500 hPa 以下的上升运动与气旋性涡度加强,使得 500 hPa 与 700 hPa 涡心正涡度值的快速增大。

(5)通过对高原涡与盆地涡耦合前后的涡度变率分析,涡前的正涡度变率使得高原涡发展并东移,

待垂直耦合后,正涡度变率显著增大增强了大气运动的旋转程度,使得二者同时发展,这是高原低涡与盆地浅薄系统——西南低涡共同发展的一种可能机制。

参考文献

[1] 刘晓冉,李国平. 青藏高原低涡研究的回顾与展望[J]. 干旱气象,2006,24(1):60-66.
[2] 陈忠明,闵文彬,缪强,等. 高原涡与西南涡耦合作用的个例诊断[J]. 高原气象,2004,23(1):75-84.
[3] 陈忠明. 大气内部非平衡激发暴雨天气的动力诊断[J]. 科学通报,1992,14:1432-1433.
[4] 缪强. 青藏高原天气系统与背风坡浅薄天气系统耦合相互作用的特征分析[J]. 四川气象,1999,19(3):18-22.
[5] 顾清源,康岚,徐琳娜. 川北两次特大暴雨天气过程成因的对比

分析[J]. 气象科技,2004,32(1):29-33.
[6] 康岚,顾清源,蒲吉光. 一次低能大暴雨成因分析[J]. 气象科技,2002,30(5):284-287.
[7] 樊晓春,马鹏里,王位泰. 青藏高原东北侧一次持续性暴雨过程分析[J]. 气象科技,2008,36(1):69-73.
[8] 王莉萍,沈桐立,崔晓东,等. 一次冷涡暴雨的中尺度对流云团分析及数值模拟研究[J]. 气象科技,2006,34(1):22-28.
[9] 刘富明,杜文杰. 触发四川盆地暴雨的高原涡的形成和东移[C]//夏半年青藏高原对我国天气的影响[J]. 北京:科学出版社,1987:123-134.
[10] 张小玲,程麟生. “96.1”暴雪期中尺度切变线发生发展的动力诊断—I: 涡度和涡度变率诊断[J]. 高原气象,2000,19(3):285-294.
[11] 张小玲,程麟生. “96.1”暴雪期中尺度切变线发生发展的动力诊断—II: 散度和散度变率诊断[J]. 高原气象,2000,19(4):459-466.

Diagnostic Analysis of Vorticity in a Heavy Rain Event under Interaction of Plateau Vortex and Southwest Vortex

Zhou Chunhua¹ Gu Qingyuan^{1,2} He Guangbi²

(1 Sichuan Provincial Meteorological Office, 2 Chengdu Institute of Plateau Meteorology, Chengdu 610072)

Abstract: With the momentum diagnosis method, an analysis is made of the interaction between plateau vortex and southwest vortex during a heavy rain event in Sichuan on 20 to 22 July 2008. The results show that when the latitudinal distance between plateau vortex center and southwest vortex center was 5°, the updrafts in both vortexes were confined within 500 hPa; when moved eastward and coupled longitudinally, they both developed, with the updraft of the southwest vortex center reached 300 hPa and that of the plateau vortex center reached 200 hPa. The southwest vortex restricted the development of the plateau vortex in some way at the early stage when it appeared in the lower atmosphere. When they were coupled longitudinally, the vertical difference caused by the different vorticity advections between the upper and lower levels excited the updrafts under 500 hPa and strengthened cyclone vorticity, and then the positive vorticity at 500 hPa and 700 hPa increased by two times The change rate of positive vorticity facilitated the plateau vortex to move eastward. After coupled longitudinally, the interaction of the plateau vortex and basin vortex strengthened the updrafts. As a result, the plateau vortex and southwest vortex influenced each other and developed together.

Key words: plateau vortex, southwestern vortex, interaction, heavy rain