

在“鞍”型大尺度环流背景下西南低涡发展的物理过程分析及其对川东暴雨发生的作用

陈 栋^{1, 2, 3} 李跃清² 黄荣辉²

1 中国气象局成都高原气象研究所, 成都 610072

2 中国科学院大气物理研究所季风系统研究中心, 北京 100080

3 中国科学院研究生院, 北京 100049

摘 要 利用 2005 年 7 月 6~9 日川东地区暴雨过程的观测资料, 从大尺度环流、水汽输送和温度平流, 并利用湿位涡的垂直和水平分量 (P_{m1} 和 P_{m2}) 以及相当位温, 分析诊断了此次暴雨发生的大尺度环流背景特征以及西南低涡发展的物理过程, 其结果表明如下: (1) 在此次暴雨发生期间, 四川盆地北部由于受中高纬长波东移调整的影响, 不断有低压槽分裂出来并影响此地区, 在盆地的西南方向的孟加拉湾季风槽比较活跃, 南海季风向北输送由于受到西风输送的作用在四川盆地东南部也出现弱的横槽, 并且西太平洋副高西伸到四川盆地东部以及存在于高原中部的高压共同作用, 从而形成明显“鞍”型大尺度环流配置; (2) 在此“鞍”型场大尺度环流背景下, 强西南气流绕流高原东侧直接进入四川盆地, 而弱西南气流则绕流云贵高原输送进入四川盆地东部, 受地形的阻挡和西伸的西太平洋副高的作用在四川盆地东部形成向北的急流辐合带, 同时, 由于两支气流输送着大量的水汽, 暖湿空气在川东地区形成高温高湿的辐合区; (3) 在此“鞍”型场作用下, 盆地上空的低层不断聚集季风气流输送的大量暖湿空气, 而在高层有冷干空气侵入, 从而导致盆地内低涡系统强烈发展; (4) 由湿位涡的垂直分量和水平分量的诊断表明了暴雨发生期间, 在四川盆地北部上空的高层不断有干空气侵入, 引起了垂直对流不稳定, 即 $P_{m1} < 0$, 并向盆地东北部发展, 从而使此区域气旋性涡度不断加强, 即低涡强烈发展; 并且, 在盆地上空低层暖湿空气相当位温的水平梯度对于西南低涡的发展和暴雨的发生同样起了重要作用, 正的 P_{m2} 中心与暴雨发生区域有很好的—致性, 这表明暴雨往往发生在高温高湿的强垂直不稳定区域。

关键词 暴雨 西南低涡 湿位涡 相当位温

文章编号 1006-9895 (2007) 02-0185-17

中图分类号 P445

文献标识码 A

The Physical Process Analyses of the Southwest Vortex Development and Its Effect on Heavy Rainfall in Eastern Sichuan Under the Saddle Pattern Background of Large-Scale Circulations

CHEN Dong^{1, 2, 3}, LI Yue-Qing², and HUANG Rong-Hui²

1 Chengdu Institute of Plateau Meteorology, China Meteorological Administration, Chengdu 610072

2 Center for Monsoon System Research, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080

3 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract The characteristics of large-scale circulation background and the physical process of the southwest vortex

收稿日期 2006-11-14 收到, 2006-12-21 收到修改稿

资助项目 国家重点基础研究发展规划项目 2006CB403601、2004CB418303, 中国气象局成都高原所开放基金项目 LPM2005015 和专项基金项目 PMP2006007

作者简介 陈栋, 男, 1976 年出生, 助研, 在职硕士, 主要从事高原天气气候研究。E-mail: westwind2000@163.com

during the occurring period of heavy rainfall in the eastern Sichuan basin from 6 July to 9 July 2005 are analyzed from large-scale circulations, water vapor transport and temperature advection by using the observed data and are diagnosed from the vertical and horizontal components of moist potential vorticity, i. e., P_{m1} and P_{m2} , respectively. The analyzed results are shown as follows: (1) During the period of heavy rainfall, the northern part of Sichuan basin was continuously influenced by some low-pressure troughs separated from the eastward propagation and adjustment of atmospheric long-waves at middle and high latitudes, and the Bay of Bangal monsoon trough located to the southwest of the basin was more active. At the same time, Influenced by the westerly wind zone in the process of the northward transport of the South China Sea monsoon, a cyclonic distribution was also formed in the southeast part of the Sichuan basin. Moreover, the western Pacific subtropical high shifted westward to the west of the Sichuan basin, and the Tibetan high was formed over the middle part of the Tibetan Plateau. Thus, a saddle pattern disposition of large-scale circulations was formed. (2) Under the background of the saddle pattern disposition of large-scale circulations, strong southwesterly flow could directly enter the basin around the east of the Tibetan Plateau, and weak southwesterly flow also could enter the eastern Sichuan basin over the Yunnan-Guizhou Plateau, which formed a convergent zone of northward jet stream in the east of the Sichuan basin due to the stopping effect of topography and the effect of the westward shift of the western Pacific subtropical high. Moreover, since these two flows also transported a great amount of water vapor, a convergent area of warm and wet air with high temperature and humidity was caused in the northeast of the Sichuan basin. (3) It can be shown from the diagnosis of the vertical and horizontal components of moist potential vorticity that during the occurring period of heavy rainfall, since dry air continuously entered the upper level over the Sichuan basin, the strong instability of vertical convection, i. e., $P_{m1} < 0$, was caused over the basin and developed toward the northeast of the basin, which made the continuous intensification of cyclonic vorticity, i. e., a low vortex strongly developed over the area. Moreover, the horizontal gradient of equivalent potential temperature of warm and wet air in the low level over the Sichuan basin, which can caused $P_{m2} > 0$, also played an important role in the development of the southwest vortex and the occurrence of heavy rainfall, and the center of positive P_{m2} was also in good agreement with the area of heavy rainfall. This shows that heavy rainfall used to occur in the instable region of vertical convection of air with high temperature and humidity.

Key words heavy rainfall, the southwest vortex, moist potential vorticity (MPV), equivalent potential temperature

1 引言

受东亚夏季风环流系统和青藏高原动力、热力作用,我国夏季经常发生暴雨。陶诗言和徐淑英^[1]早在 1962 年就指出,夏季长江流域暴雨发生必须具备三个条件:(1)来自热带环流系统的西南和东南季风气流所输送的大量水汽;(2)我国西北和东北冷空气南下到达长江流域;(3)西太平洋副热带高压西伸后稳定。并且,陶诗言等^[2, 3]对于我国暴雨发生过程和特征已做出系统的研究,他们指出了我国季风暴雨主要集中在三个地区:一是华南,二是长江流域,三是华北地区,这是因为这三个地区经常满足上述三个条件。除了梅雨锋上暴雨外,我国东南沿海夏季经常发生台风带来的暴雨。此外,由高原“尾流效应”而产生的位于四川盆地的西南低涡也会经常带来暴雨^[4~7]。20 多年来,我国学者对梅雨锋上暴雨的特征和形成过程作了许多研

究^[8~12]。赵思雄^[13]分析了梅雨锋上扰动系统发生发展的能量特征,特别是 1998 年夏季长江流域暴雨系统的特征。张庆云等^[14]指出:长江流域暴雨发生的大尺度环流条件不仅是陶诗言和徐淑英^[1]所指的环流系统的最佳配置,而且要以东亚夏季风偏弱,并从热带传播而来的 20~30 天振荡要强为条件。张小玲等^[15]把长江流域梅雨锋上暴雨分成三大类,即梅雨锋上 β 中尺度对流性暴雨,梅雨锋东部的初生气旋暴雨以及梅雨锋西端深厚高空气压槽前的持续性强暴雨。高守亭等^[16]对此有一个较全面的总结。

相比之下,发生在四川盆地的暴雨特征和成因研究较少。由于地理位置的原因,四川盆地上空夏季天气系统不仅受东亚季风系统的影响,特别受西太平洋副热带高压西伸的影响,而且要受来自孟加拉湾西南气流和青藏高原的共同影响^[17, 18];并且受盆地北部秦岭的阻挡作用^[19]和高原涡东移的作用^[20, 21]的影响,因此,在夏季在四川盆地经常发生

区域性大暴雨。在气候分布上,四川盆地中东部是我国夏季暴雨多发区之一^[22],最近三年,2004~2006年,在川东和重庆地区已连续三年的夏季发生了大暴雨,特别是2005年夏季在川东达州地区所发生的大暴雨,过程降水量为500 mm以上,这使川东地区遭受巨大的经济损失和重大人员伤亡。然而,目前对于近三年川东暴雨发生成因的相关研究还较少,因此,有必要对长江上游的川东地区暴雨发生的成因作深入的分析和诊断研究,这不仅可以帮助理清导致川东暴雨大尺度环流场的配置及其对暴雨发生的动力作用,而且可以理清引发四川盆地大暴雨的西南低涡发生、发展的物理过程。

2005年7月6~9日,四川盆地东北部在继2004年“9.3暴雨”后再一次出现大暴雨过程(简称为2005年川东“7.8暴雨”)。此次暴雨过程的降水中心位于四川盆地东北部的达州地区,过程降水分布集中、强度大、范围广、来势凶猛,给当地带来了巨大的经济损失和百余人的人员伤亡。为了深入分析这次暴雨过程大尺度环流背景场的配置及引发这次暴雨过程的西南低涡发生、发展的物理过程,本文使用标准地面观测资料和探空观测资料,观测时间为00时和12时(国际协调时,下同)。为了更好地反映过程中各物理量的变化情况,利用GrADS将站点观测资料插值到 $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$ 的网格上。并且,利用水汽通量、涡度、温度平流、相当位温、湿位涡的垂直分量和水平分量及其诊断方程,全面分析和诊断引发这次川东“7.8暴雨”西南低涡系统的演变过程及发生、发展的物理机制。

2 川东 2005 年“7.8 大暴雨”降水过程概述

图1是2005年7月6~10日四川盆地累计的过程降水量。从图1可以看到,川东这次“7.8暴雨”过程的降水中心主要位于四川东北部的达州地区。此次暴雨在达州地区局地短时降水量强度大于2004年9月的川东北暴雨过程,从整个过程降水量来说也为近年来第二大暴雨过程,仅次于2004年“9.3暴雨”过程。在宣汉的峰城镇、胡家镇、万源的旧院镇这三个地区,7月6~9日过程总降水量分别为545.8 mm、541.8 mm、491.2 mm。因此,这次暴雨过程降水集中且强烈,给达州市和广安市带来了巨大经济损失和百余人的重大人员伤亡。从

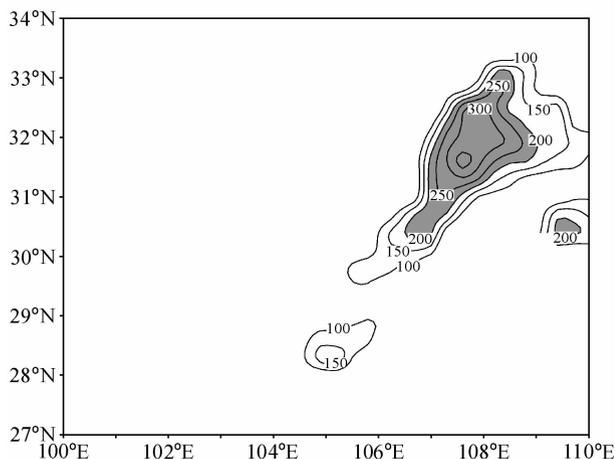


图1 2005年7月6~10日四川盆地累计降水量分布(单位: mm)。阴影:降水大于200 mm

Fig. 1 Distribution of total precipitation amount (mm) during the period of 6-10 Jul 2005. Units: mm. The areas with precipitation amount larger than 200 mm are shaded

2005年7月6~9日00时暴雨过程24小时降水量可以看到(图略):在7月6日00时,最大降水中心主要位于川东北和川陕交界的大巴山地区,而此时达州地区也出现40 mm的24小时累计降水中心;到了7月7日00时,最大降水中心从大巴山一带向南进入四川盆地东北部的达州地区,并且在达州地区南部的广安地区也出现了60 mm的24小时累计降水中心。到了7月8日00时,四川盆地东部形成狭长的西南-东北向的强降水带,其最大降水中心全部落于达州地区,达州市24小时累计降水量达到了180 mm,另外一最大降水中心位于达州地区东北部,其值也达140 mm,达州市7日00时~8日00时出现特大暴雨,宣汉的峰城镇、胡家镇,万源的旧院镇在7月00时~8日00时的日降水量分别达到292.2 mm、298.8 mm、289.5 mm。7月9日00时,狭长雨带开始向东南移动并分裂减弱,但达州地区南部仍存在一个80 mm的降水中心,这时四川广安地区南部出现了100 mm以上的24小时累计强降水中心。到了7月10日,雨带基本上向东移出四川地区,盆地内降水过程基本结束。因此,这次暴雨持续时间长,大约持续了3天多。

3 引发 2005 年川东地区“7.8 大暴雨”的大尺度环流背景场特征

3.1 500 hPa 高度场的配置特征及其演变

四川盆地在夏季经常出现强烈的暴雨过程,目

前比较一致的看法,这是与盆地内的低涡系统发展有直接关系^[17~20]。四川盆地的低涡一般都出现在西部地区且初生时刻都为浅薄的低层系统,在一定的大尺度环流形势的配合下,它往往会受如高原涡^[21]东移或北部东移低槽等不稳定系统的作用或耦合,使其迅速强烈发展,并给其经过区域带来灾害性的暴雨过程。因此,分析西南低涡的发展所必须的大尺度环流背景的特征是研究引发这场暴雨成

因的重要一环。为此,本文首先利用探空资料分析7月5~10日00时四川盆地及其周围上空500 hPa高度场的逐日变化,从而来揭示引发川东地区2005年“7.8大暴雨”的大尺度环流场的特征。

图2是川东2005年“7.8大暴雨”发生前和发生时7月5~10日四川盆地及其周围500 hPa高度场的演变。从图2a可以看到:暴雨发生前7月5日500 hPa大尺度环流场上,中高纬地区为稳定的

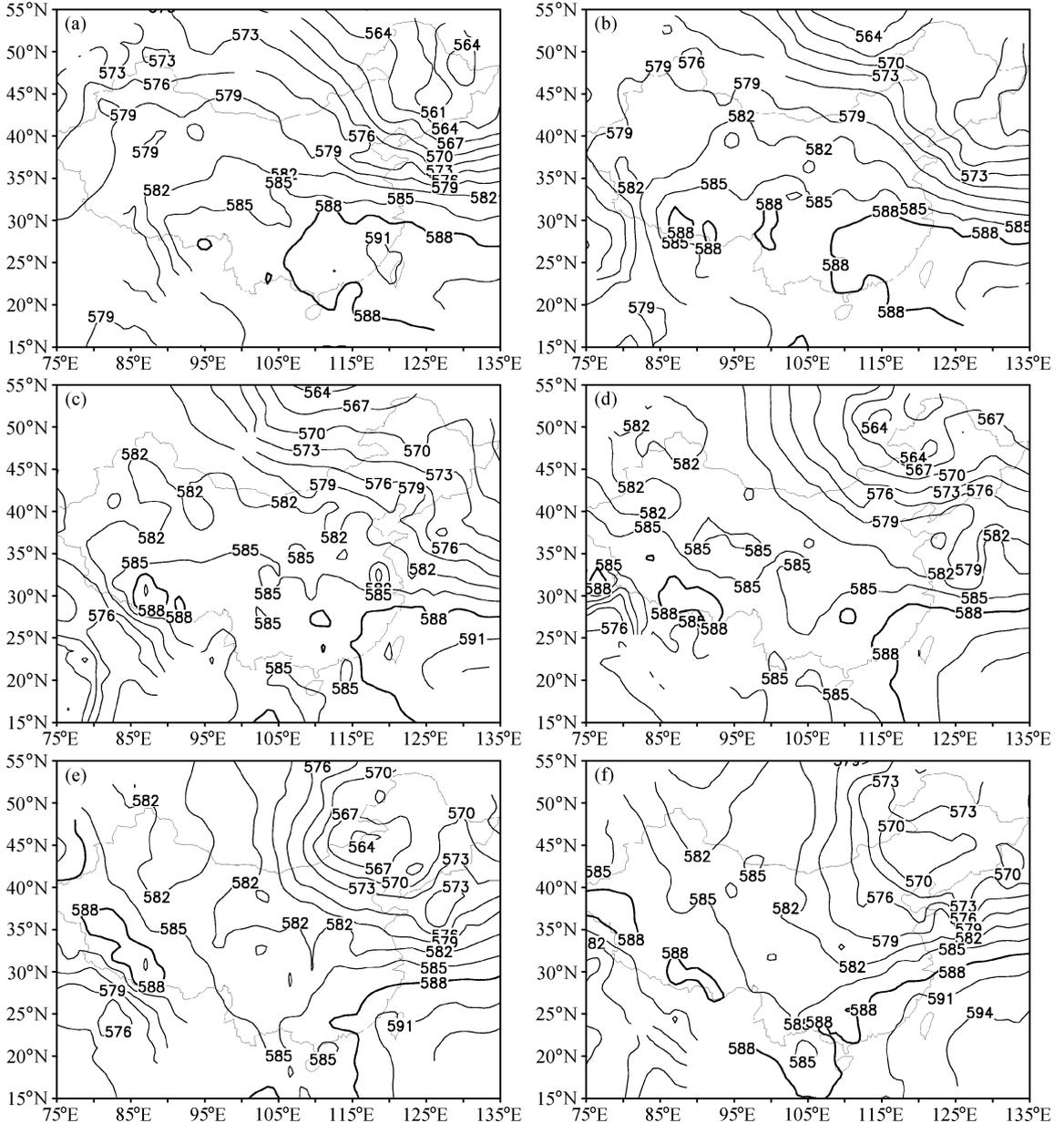


图2 2005年7月5~10日00时四川盆地及其周围上空500 hPa高度场的演变(单位:dagpm): (a) 5日; (b) 6日; (c) 7日; (d) 8日; (e) 9日; (f) 10日

Fig. 2 Evolution of geopotential height (dagpm) field at 500 hPa over the Sichuan basin and its surroundings during the period of 5-10 Jul 2005: (a) 5 Jul; (b) 6 Jul; (c) 7 Jul; (d) 8 Jul; (e) 9 Jul; (f) 10 Jul

两槽一脊型的形势,西部槽位于乌拉尔山地区,东部槽位于我国东北地区上空,此冷槽南伸到黄淮地区,而长波脊位于中亚和我国西北地区上空;并且,由于西太平洋副热带高压西伸可影响到四川盆地东部,5880 gpm 线位于盆地的东侧;此外,由于受槽后西北气流的影响,盆地的北部有弱小槽活动,而盆地的西南部有绕高原的西南气流进入盆地。到了7月6日(图2b),由于中高纬长波槽脊向东移动,在高原东北部,盆地北部和东北部出现弱槽;西太平洋副热带高压仍位于四川盆地东侧;高原中部和四川盆地西部上空出现闭合高压;在盆地的西南侧,高原的东南部仍有强的西南风绕流。因此,这就形成了“鞍”型场的大尺度环流配置,在盆地的东北部降水开始。到了7月7日(图2c),位于我国东北上空长波槽东移,这有利于位于高原的东北部的小槽加深东移,使四川盆地东北部出现短波槽;而原位于盆地东侧的西太平洋副热带高压东退;盆地的西侧高原上空仍有一闭合高压;盆地西南侧仍有西南气流。这表明在四川盆地东部上空所出现的“鞍”型场环流配置更加明显,利于西南低涡的发展,于是在川东地区引发了一场大暴雨。并且,从图2d可以看到:由于位于川东上空的短波槽加深成为一深槽,使此“鞍”型场的环流配置更加典型,更利于低涡发展,致使7月8日出现特大暴雨;到了7月9日和10日(见图2e和f),由于高原中部上空闭合高压减弱,西太平洋副高东退到东南沿海,“鞍”型场环流配置减弱,使西南低涡减弱,从而导致暴雨减弱,之后结束。

从以上所分析的引发这次大暴雨的整个大尺度环流场可以看到:暴雨发生前和发生时西太平洋副高明显北上西伸到四川东部,高原中部有闭合高压系统维持,而四川盆地北部有活跃的低压槽影响,盆地南部孟加拉湾季风活跃并有弱低压系统存在。这表明了四川盆地及其四周上空存在着显著的“鞍”型大尺度环流配置。

3.2 大尺度水汽输送分布的演变

川东地区2005年夏季所发生的“7.8大暴雨”可能是由于在此“鞍”型环流形势配置下大量水汽输送到四川盆地,特别是输送到川东地区并在此地区引起强烈的辐合所造成。为此,本节分析7月上旬盆地及其周围各层的水汽输送。图3是2005年7月4~9日平均的各层水汽输送通量的分布。

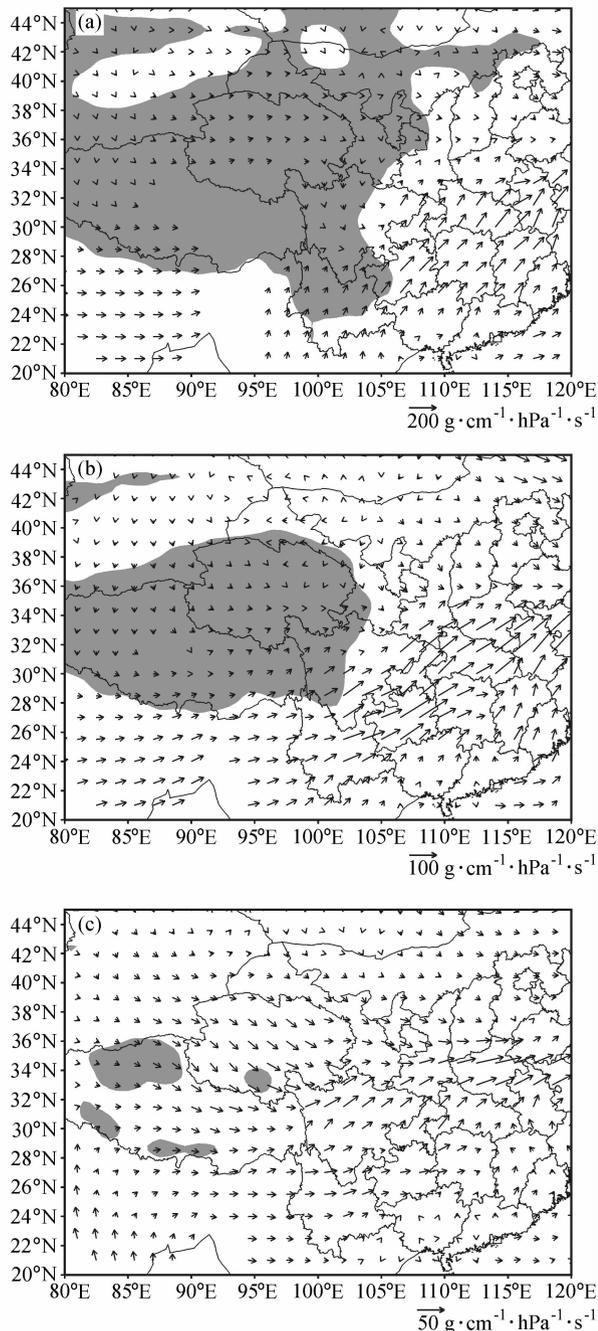


图3 四川盆地及其周围上空2005年7月4~9日平均的各层水汽输送通量的分布:(a)850 hPa,阴影区地形高度大于1500 m;(b)700 hPa,阴影区地形高度大于3000 m;(c)500 hPa,阴影区地形高度大于5000 m

Fig. 3 Distribution of the water vapor transport flux at various levels over the Sichuan basin and its surroundings averaged for the period of 4~9 Jul 2005: (a) 850 hPa (Shading shows topography more than 1500 m); (b) 700 hPa (Shading shows topography more than 3000 m); (c) 500 hPa (Shading shows topography more than 5000 m)

从图 3 可看到 2005 年四川盆地东部“7.8 大暴雨”过程中主要的水汽来源。由于西太平洋副热带高压位于四川盆地东侧,从图 3a 所示的 850 hPa 水汽通量分布可看到来自孟加拉湾和南海水汽由西南风和南风向北输送,在四川盆地东南部且由于西南气流的作用而转为向东北方向输送,大量水汽在四川盆地东部由南向北输送。从图 3b 所示的 700 hPa 水汽通量可以看到,同样是来自孟加拉湾的水汽受到青藏高原地形阻挡作用绕流到四川盆地南部,然后在强西南气流的作用下向东北方向输送,其大量水汽输送到盆地东部和东北部。从图 3c 可以看到,在 500 hPa 水汽部分来自孟加拉湾的水汽爬越高原南部并与来自西风气流的水汽在高原东北部汇合后向东输送,随后在四川盆地北部由于受到强盛西南气流作用而转为向东北方向输送。因此,从低层 850 hPa 到高层 500 hPa 水汽的输送情况可以看到,这次川东暴雨过程的水汽来源主要有三支:一支来自孟加拉湾的水汽输送,主要有二种输送方式,即在对流层中层爬越高原,经西风输送进入四川盆地,以及在对流层低层绕流过云贵高原进入四川盆地东部;另一支来自中印半岛和南海的水汽输送,主要表现为低层偏南风输送到盆地东部地区;第三支是西风带的水汽输送。从前两个通道输送而来的水汽与来自西风带水汽输送汇合,最终在四川盆地东部形成强烈的水汽辐合带,从而致使在盆地东北部暴雨过程有充足水汽来源。

上面已分析了整个暴雨过程主要层次的水汽整体平均输送情况,为了更好地描述此次暴雨过程前后水汽输送的演变状况,下面分析此次暴雨过程 1000~400 hPa 平均的水汽输送通量每 12 时变化(见图 4)。从图 4a 和 b 可以看到,7 月 7 日 00~12 时,来自孟加拉湾的大量水汽由于南风的加强,向北沿四川盆地东部边缘输送,四川盆地东北部有明显的水汽辐合区,并呈气旋性辐合,为随后的大暴雨提供充足的水汽输送;到了 8 日 00~12 时,正如图 4c 和 d 所示,由于降水过程的发生,南风输送减弱,随之,四川盆地的东部水汽平均输送有所减弱,但四川盆地东北部仍存在大的水汽输送区。到了 9 日 00~12 时(图 4e、f),西南水汽输送又再次开始加强,与南风输送的水汽再次在四川盆地东部辐合交汇,因此在盆地东部和南部仍出现强降水过程。因此,从整个水汽输送的情况来看,7 月 7 日

大量水汽输送到四川盆地,并在盆地东部辐合,从而为 8 日凌晨川东地区大暴雨的发生提供了充足的水汽条件,并在低涡发展的作用下,强烈的对流上升运动把大量水汽输送到高空,在高空冷空气作用下,导致了大暴雨的发生。

4 2005 年川东“7.8 大暴雨”过程低涡系统的演变

西南低涡是我国西南地区重要的中尺度降水系统,它的东移往往触发长江中下游特大暴雨的发生,而它向东北方向移动,也会给华北地区带来暴雨。由于四川盆地的强降水过程大多是西南低涡直接作用的结果,因此,分析在上述的“鞍”型大尺度环流系统配置下,中尺度天气系统-西南低涡的发生、发展过程是分析川东大暴雨发生过程之关键。

4.1 低层流场低涡系统的演变

由于西南低涡主要发生在四川盆地上空对流层下层,因此,本节利用四川盆地和周围上空 700 hPa 与 850 hPa 平均的流场在 7 月 6~9 日期间每 12 时的演变,从而分析在“鞍”型大尺度环流背景下所引发的西南低涡的发生、发展过程(见图 5)。正如图 5a 所示,在暴雨过程发生前的 7 月 6 日 12 时,四川以北的秦岭一带有切变线产生,四川盆地东南部由于西南气流绕流云贵高原而产生弱的气旋性气流。随后 7 月 7 日 00 时(图 5b),西南气流进一步加强并直接经高原东侧与西北气流在四川盆地北部交汇,此时四川盆地东北部的大巴山以北有两个明显的气旋性低压中心生成,西南气流在盆地东部转向为东南气流,水平风切变产生。7 月 7 日 12 时(图 5c),四川北侧气旋性低涡强烈发展并影响到盆地东北部达州地区,为此区域引发一场大暴雨提供了中尺度条件,同时由于低涡的影响,四川盆地北部有切变线产生,此外,四川盆地其它区域也被强盛的西南气流所控制。7 月 8 日 00 时(图 5d),四川盆地东北部为强的气流辐合,而盆地大部区域已被一个大范围的强气旋性流场所控制,这导致了 7 月 8 日凌晨大暴雨的发生。7 月 8 日 12 时(图 5e),由于暴雨降水过程,整个四川盆地低层的气旋性切变流场开始减弱东移,只有盆地南部仍存在一气旋性低压,然而,四川盆地的西北部又有气旋性低涡伴随着水平风切变而产生,这又酝酿一场新的暴雨。7 月 9 日 00 时(图 5f),可以看到四

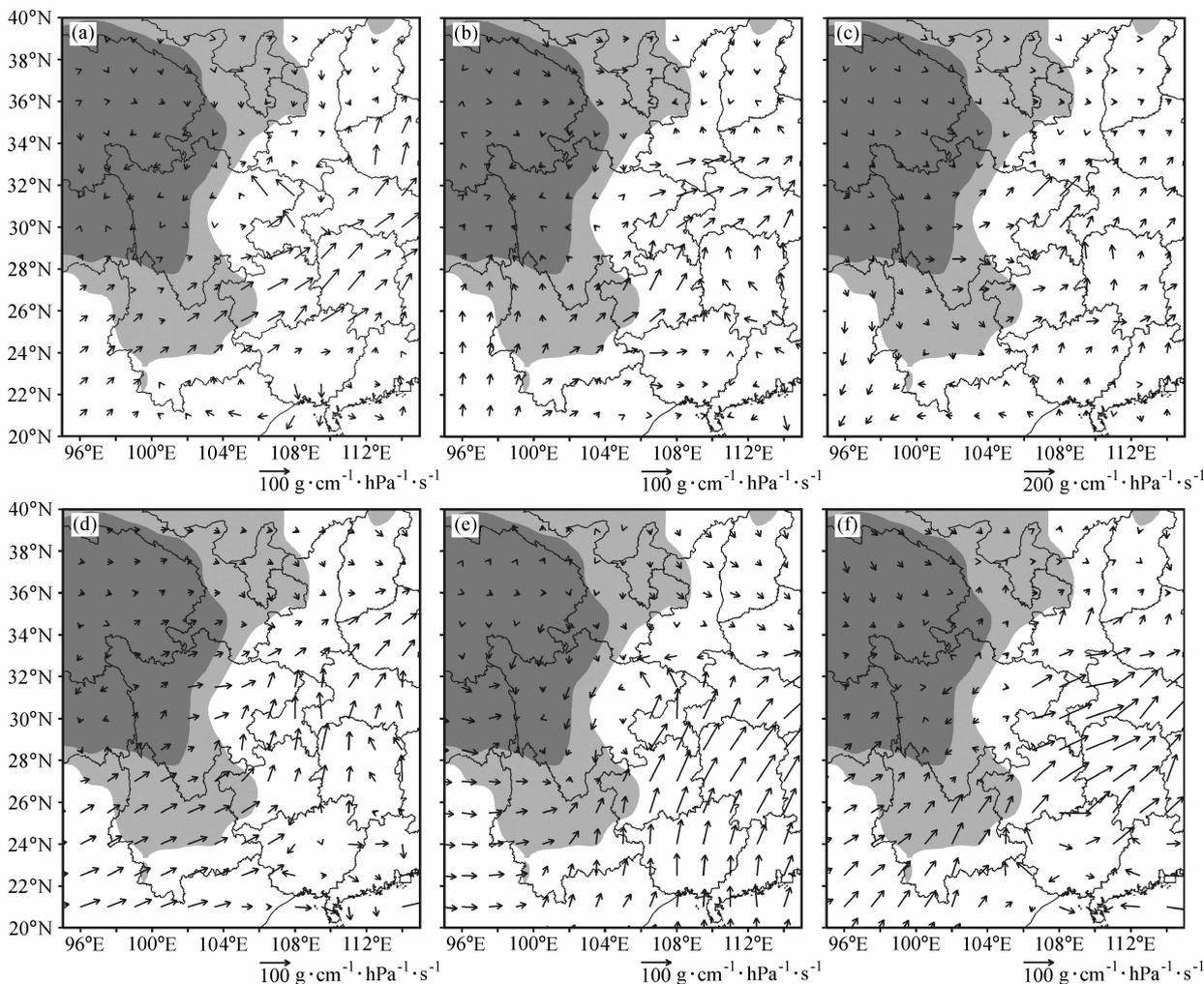


图4 四川盆地及其周围2005年7月7日00时~9日12时1000~400 hPa平均的水汽通量:(a)7日00时;(b)7日12时;(c)8日00时;(d)8日12时;(e)9日00时;(f)9日12时。深阴影区地形高度大于3000 m;浅阴影区地形高度大于1500 m

Fig. 4 Water vapor flux averaged for 1000 - 400 hPa over the Sichuan basin and its surroundings during the period of 7 - 9 Jul 2005: (a) At 0000 UTC 7 Jul; (b) at 1200 UTC 7 Jul; (c) at 0000 UTC 8 Jul; (d) at 1200 UTC 8 Jul; (e) at 0000 UTC 9 Jul; (f) at 1200 UTC 9 Jul. Light shading shows topography more than 1500 m, dark shading shows topography more than 3000 m

川盆地西部南北向又形成了狭长的气流辐合区,盆地东部一个强的闭合气旋性低压又强烈发展,并影响到整个四川盆地东部,这使川东广安地区又发生一场大暴雨。从7月10日之后,控制盆地的气旋性低涡系统向东移动并减弱、消亡,于是这次暴雨过程随之结束。

4.2 低层环流场涡度的演变

综上所述,引发这次川东地区“7.8大暴雨”是在川东地区上空对流层低层流场有两次强的低涡发展过程。为了更清楚地说明这两次低涡的发展过程,本节分析四川盆地及其周围上空2005年7月6日12时~9日00时700 hPa和850 hPa平均的涡

度演变。

图6是四川盆地及其周围上空2005年7月6日12时~9日00时700 hPa和850 hPa的平均涡度的每12小时演变。从图6a可清楚地看到,7月6日12时四川盆地西北侧的青海地区、东北侧大巴山以东地区、西南部的九龙和凉山地区以及东南侧的贵州地区都有低涡存在,四个闭合低涡中心的强度分别为 $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 、 $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 、 $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 、 $7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,整个四川盆地四周被低涡系统所包围,其南边的贵州地区低涡最为强盛。7月7日00时(图6b),在“鞍”型环流配置下,四川盆地西南边和西北边的低涡都各自向东移动并发展,特别是

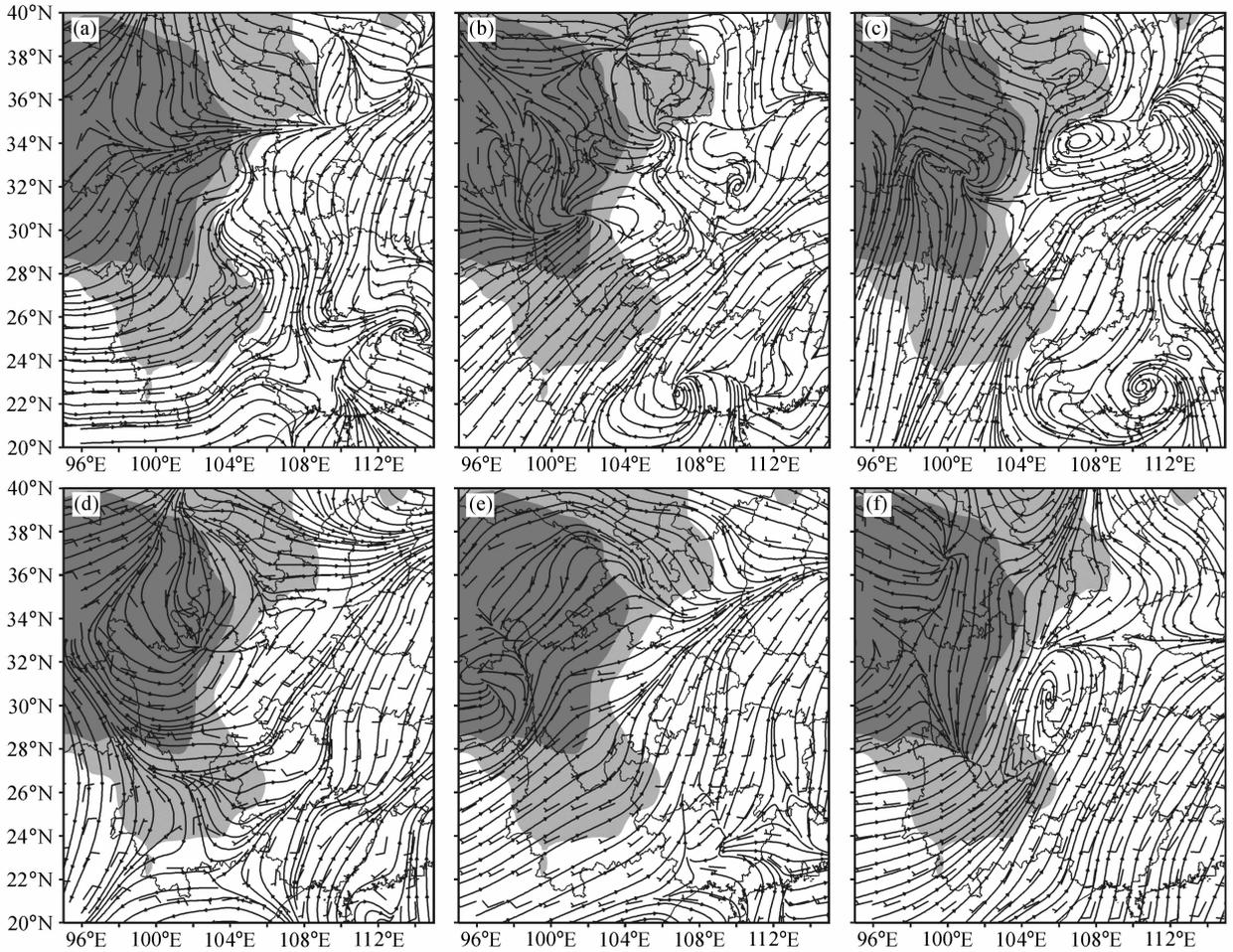


图5 四川盆地及其周围上空2005年7月6日~9日700 hPa和850 hPa平均流场的演变:(a)6日12时;(b)7日00时;(c)7日12时;(d)8日00时;(e)8日12时;(f)9日00时。深阴影区地形高度大于3000 m,浅阴影区地形高度大于1500 m

Fig. 5 Evolution of stream field averaged for 700 hPa and 850 hPa over the Sichuan basin and its surroundings during the period of 6-9 Jul 2005: (a) At 1200 UTC 6 Jul; (b) at 0000 UTC 7 Jul; (c) at 1200 UTC 7 Jul; (d) at 0000 UTC 8 Jul; (e) at 1200 UTC 8 Jul; (f) at 0000 UTC 9 Jul. Light shading shows topography more than 1500 m, dark shading shows topography more than 3000 m

贵州地区的低涡开始沿四川盆地东部北上,且与西南边东移发展的低涡合并后到达四川盆地的东北部,其强度达到了 $7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,此次川东降水开始。7月7日12时(图6c),四个低涡移动后在四川盆地东北部合并发展并有继续向东北方向移动的趋势,此时盆地西北部又有新的低涡生成。7月8日00时(图5d),四川盆地西部低涡迅速强烈发展东移,并与余留在四川盆地东部的低涡合并发展,盆地北部基本为低涡控制区域,而合并产生的两个低涡闭合中心位于盆地北部地区和东北部达州地区,强度分别达到 $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 和 $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,这导致了川东地区大暴雨发生。7月8日12时(图6e),四川盆地低涡系统减弱并开始移动消亡,但

盆地四周又形成了被低涡包围的格局,其西南部甘孜州南部、贵州地区、西北部青海地区和东北部秦岭附近都有低涡存在,而西北部低涡已经开始影响到四川盆地北部区域。如图6f所示,到了7月9日00时,四个低涡系统在四川盆地东部再一次合并发展,最大闭合中心又位于盆地东北部的达州和广安地区,强度已达 $9 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,强烈发展的低涡再一次给盆地东部广安地区带来大暴雨。从以上环流涡度的分析可以看到,此次川东“7.8暴雨”实际上经历了两次西南低涡的合并发展过程。

4.3 暖平流在西南低涡发展中的作用

西南低涡多为暖性结构,并且低涡的发展与低层暖平流的发展有着密切的关系,李国平等^[23]的

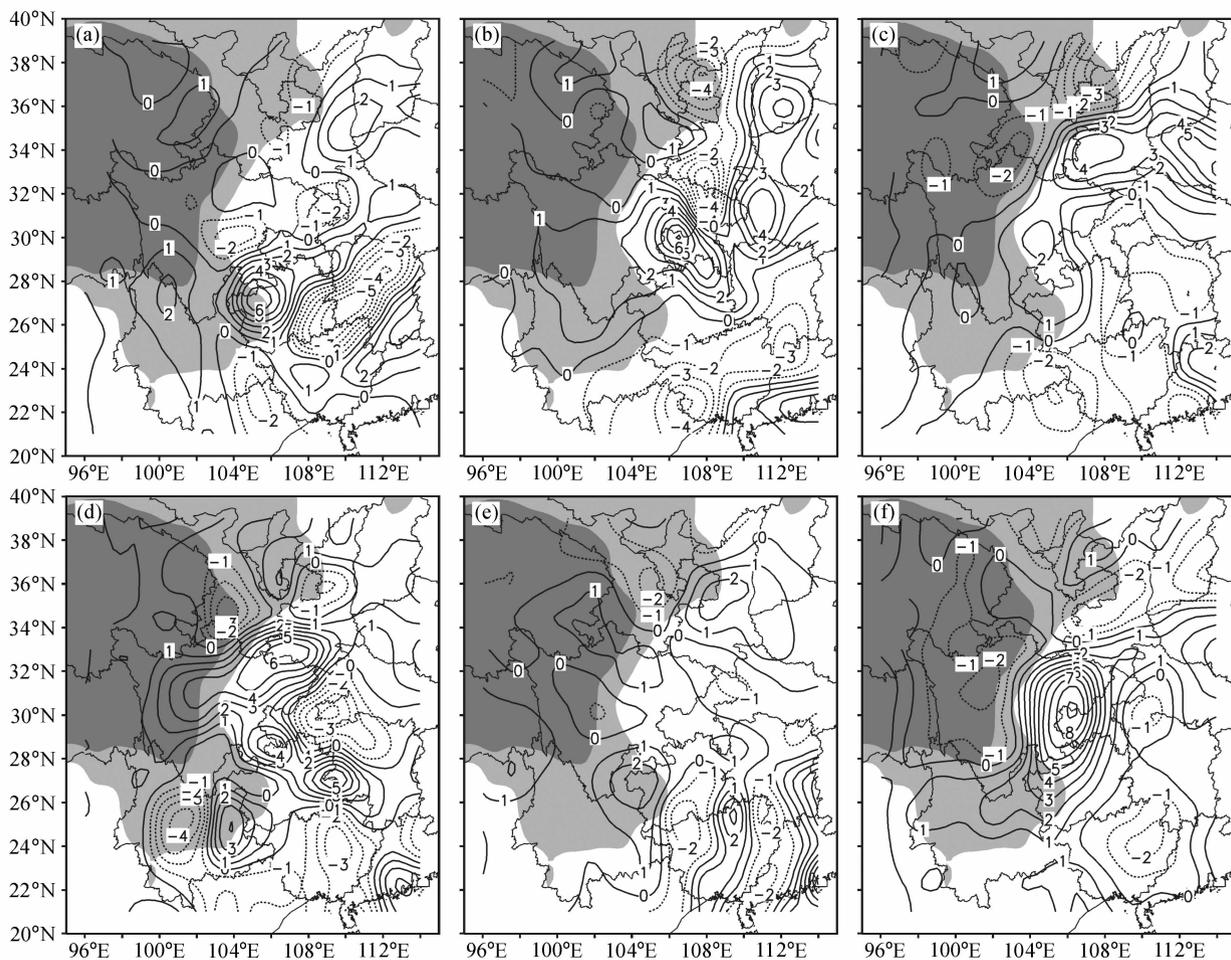


图6 四川盆地及其周围上空 2005 年 7 月 6~9 日 700 hPa 和 850 hPa 平均的涡度演变 (单位: 10^{-5} s^{-1}): (a) 6 日 12 时; (b) 7 日 00 时; (c) 7 日 12 时; (d) 8 日 00 时; (e) 8 日 12 时; (f) 9 日 00 时。深阴影区地形高度大于 3000 m, 浅阴影区地形高度大于 1500 m
 Fig. 6 Evolution of the vorticity (10^{-5} s^{-1}) averaged for 700 hPa and 850 hPa over the Sichuan basin and its surroundings during the period of Jul 6-9, 2005: (a) At 1200 UTC 6 Jul; (b) at 0000 UTC 7 Jul; (c) at 1200 UTC 7 Jul; (d) at 0000 UTC 8 Jul; (e) at 1200 UTC 8 Jul; (f) at 0000 UTC 9 Jul. Light shading shows topography more than 1500 m, dark shading shows topography more than 3000 m

研究表明西南低涡的发展是与下垫面的加热有密切关系。因此, 为了分析温度平流对低涡发展的作用, 本文利用

$$-\mathbf{V} \cdot \nabla T \approx -\left(u \frac{\Delta T}{\Delta x} + v \frac{\Delta T}{\Delta y}\right) \quad (1)$$

来计算低涡强烈发展时段的四川盆地及周围上空 500 hPa 和 700~850 hPa 层的平均温度平流。(1) 式中 \mathbf{V} 是风矢量, ∇T 是温度梯度。图 7 是 2005 年 7 月 8 日 500 hPa 和 700~850 hPa 层的平均温度平流。从图 7a 可以看到高层 500 hPa 的温度平流, 在 7 月 8 日 00 时暖平流大值中心出现在 109°E 雨区以东地区, 强度达到了 $1 \times 10^{-4} \text{ }^\circ\text{C/s}$, 而在其西部和东北部都有闭合冷平流中心存在, 四川盆地中东部已经被北方冷空气强烈南下贯穿, 冷平流中心

强度为 $-0.4 \times 10^{-4} \text{ }^\circ\text{C/s}$, 此外, 四川东北侧也有冷空气影响四川东北侧的大巴山地区。从图 7b 所示的低层 700~850 hPa 平均的温度平流可以看到, 在高原东侧下坡的 100°E 附近的暖平流中心强度达到 $0.4 \times 10^{-4} \text{ }^\circ\text{C/s}$, 与此同时, 四川盆地东部 108°E 雨区附近有很强的暖平流, 中心强度可达到 $1 \times 10^{-4} \text{ }^\circ\text{C/s}$ 。由于盆地东部暖平流受到从高原东侧东移的暖平流不断补充而迅速加强。因此, 从温度平流场的高低层配置来说, 盆地低涡附近的对流层下层有强的暖平流, 而对流层中层有北方冷空气的南下侵入所引起的冷平流, 从而构成上冷下暖的垂直不稳定, 这使垂直对流强烈发展, 从而导致低涡的强烈发展。

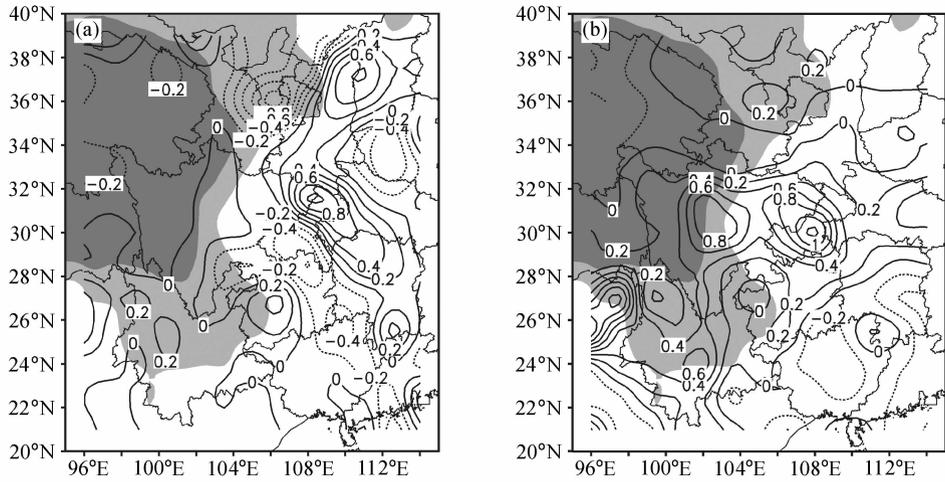


图7 四川盆地及其周围上空2005年7月8日500 hPa (a)以及700~850 hPa平均(b)的温度平流(单位: $10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C/s}$)。深阴影区地形高度大于3000 m, 浅阴影区地形高度大于1500 m

Fig. 7 The temperature advection ($10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$) at 500 hPa (a) and averaged for 700 hPa and 850 hPa (b) over the Sichuan basin and its surroundings on 8 Jul 2005. Light shading shows topography more than 1500 m, dark shading shows topography more than 3000 m

4.4 暖湿空气相当位温的演变及其在西南低涡发展中的作用

低层暖湿空气和高层干冷空气的侵入是导致这次暴雨过程发生的重要条件。为此,本节分析这次过程 θ_e 的演变。图8为2005年7月7日00时~9日12时850 hPa面上 θ_e 的连续演变情况。正如图8a所示,在7月7日00时,贵州及四川盆地东部一线形成贯通的370 K高 θ_e 分布带,并且盆地东北部与两湖地区高温高湿区连成一片,其北部冷空气活跃,存在345 K的 θ_e 分布区域,因此在盆地的东北部有很强的 θ_e 水平切变。到了7月7日12时(见图8b),四川盆地中东部高 θ_e 在南支暖湿空气输送下得以维持,而盆地北部冷空气开始迅速南下,南北冷暖空气交汇形势开始形成,这使 θ_e 的水平切变进一步加大;到了7月8日00时(图8c),345 K的 θ_e 线首先与四川盆地北部暖湿区相遇,即干冷空气侵入,并四川盆地西部出现370 K的高 θ_e 分布,到了7月8日12时(图8d),四川盆地东北部暖湿区开始逐渐东移,并且南支暖湿空气活动减弱,高 θ_e 值有所减弱。7月9日00时(图8e),四川盆地北部已经出现冷空气控制区,盆地内弱暖湿空气被迫南退且逐渐东移,到了9日12时在四川盆地内可以明显看到盆地东部边缘带出现大范围的冷暖空气的交汇(见图8f),从而又引发了一场暴

雨。之后,由于暖湿空气的减弱,冷暖空气交汇作用比较弱,暴雨结束。另外,从四川盆地及其周围2005年7月4日00时~10日00时暴雨区平均的 θ_e 的时间-高度剖面上(图9)也反映出暴雨区低层 θ_e 强烈向高空发展的两个显著阶段:7日12时后和9日12时后,并且在暖湿能量峰值出现(7日12时后)后高层出现 θ_e 为345 K的冷空气活动迹象,这对暴雨的发生有直接的指示意义。

从以上分析可以看到, θ_e 的水平梯度对暴雨发生和降水区都有较好的指示性。暴雨发生前四川盆地内累积了大量的暖湿空气,随着四川北侧干冷空气的南下入侵,加上四川盆地西南暖湿气流的加强,在四川盆地东北部出现交汇区,大量的不稳定能量瞬时爆发,造成了此次暴雨过程。

综上所述,这次川东“7.8大暴雨”过程是在“鞍”型大尺度环流形势下,从孟加拉湾和南海输送而来的水汽与西风带越高原而输送来的水汽汇合,加上四川盆地四周地形的作用,使得大量暖湿空气聚集在川东;并且,在这环流形势下,川东地区低层大气有强的暖平流和高层的干冷平流入侵,从而利于垂直对流不稳定发展。因此,川东北的水汽辐合区配合垂直对流不稳定的发展使得位于川东北的西南低涡的强烈发展,从而使得从7月6~9日在川东地区产生了两次强暴雨过程。

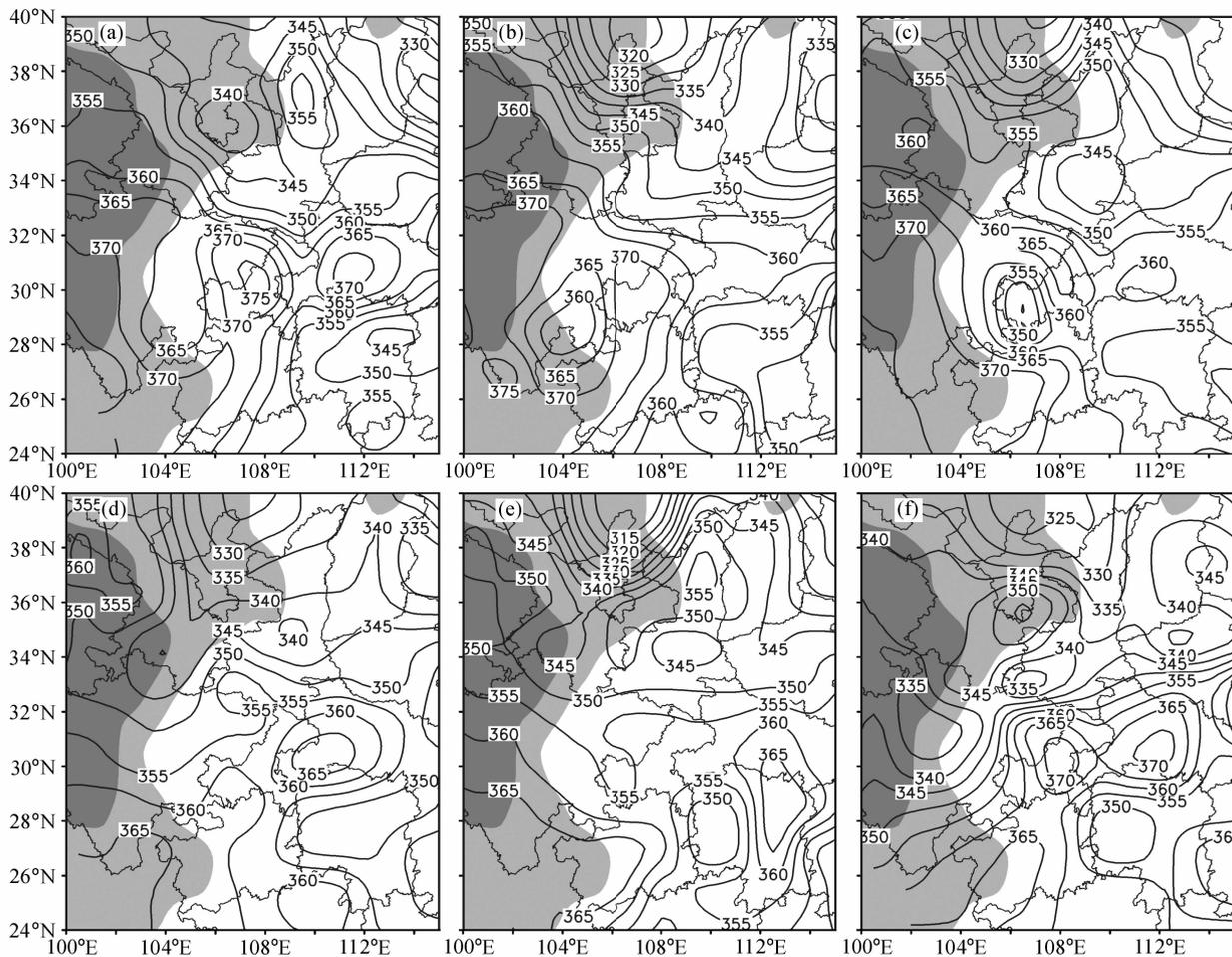


图 8 四川盆地及其周围 2005 年 7 月 7~9 日 850 hPa 等压面上 θ_e 的演变 (单位: K): (a) 7 日 00 时; (b) 7 日 12 时; (c) 8 日 00 时; (d) 8 日 12 时; (e) 9 日 00 时; (f) 9 日 12 时。深阴影区地形高度大于 3000 m, 浅阴影区地形高度大于 1500 m
Fig. 8 Evolution of equivalent potential temperature θ_e (K) at 850 hPa over the Sichuan basin and its surroundings during the period of 7-9 Jul, 2005: (a) At 0000 UTC 7 Jul; (b) at 1200 UTC 7 Jul; (c) at 0000 UTC 8 Jul; (d) at 1200 UTC 8 Jul; (e) at 0000 UTC 9 Jul; (f) at 1200 UTC 9 Jul; Light shading shows topography more than 1500 m, dark shading shows topography more than 3000 m

5 “鞍”型大尺度环流场下西南低涡发生发展的物理过程——湿位涡 (MPV) 诊断分析

川东地区 2005 年“7.8 大暴雨”的发生是与在“鞍”型大尺度环流场下低空流场的辐合、垂直运动的急速发展有关。陶诗言等^[2]指出,我国暴雨的发生常伴有气旋性垂直涡度的急剧增大,所以研究中尺度系统气旋性涡度的发生、发展是研究暴雨发生的重要内容。为此,本节利用湿位涡来分析诊断在“鞍”型大尺度环流场下西南低涡的发生、发展过程。

Ertel^[24]提出在绝热无摩擦大气中气块的三维

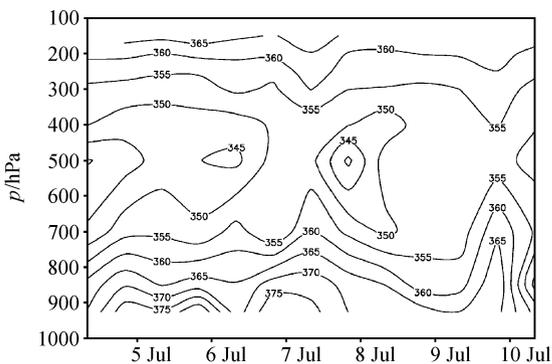


图 9 四川盆地及其周围 2005 年 7 月 4 日 00 时~10 日 00 时暴雨区平均的 θ_e 的时间-高度剖面 (单位: K)
Fig. 9 Time-height cross section of θ_e (K) averaged over the main rainfall areas during the period of 4-10 Jul 2005

运动具有 Ertel 位涡守恒, 其垂直方向的量为

$$P_n = \frac{1}{\rho} \zeta_a \cdot \mathbf{n} \frac{\partial \theta}{\partial Z}. \quad (2)$$

Hoskins 等^[25]曾对 Ertel 位涡在大气运动诊断中的应用进行了系统的研究。随后, 吴国雄等^[26, 27]证明在绝热无摩擦条件下的饱和湿空气也具有湿位涡守恒特性, 并从动力上提出了湿位涡 (MPV) 诊断方程和倾斜位涡的发展理论 (SVD)。根据吴国雄等^[25, 26]的推导, 在静力近似下, 取 p 为垂直坐标, 并且假定大气运动垂直速度的水平变化比水平速度的垂直切变小得多, 利用位涡方程可推导出湿位涡 P_m ,

$$P_m = -g(\mathbf{f}\mathbf{k} + \nabla_p \times \mathbf{V}) \cdot \nabla_p \theta_c, \quad p \leq p_c, \quad (3)$$

其中, θ_c 是相当位温, P_m 是湿位涡, \mathbf{V} 是风矢量, p_c 为抬升凝结高度气压, 并定义了湿位涡的第一分量 P_{m1} 为垂直分量, 第二分量 P_{m2} 为水平分量, ζ_p 为 p 坐标的垂直涡度, 即

$$P_{m1} = -g(\zeta_p + f) \frac{\partial \theta_c}{\partial p}, \quad (4)$$

$$P_{m2} = -g\left(\mathbf{k} \times \frac{\partial \mathbf{V}_h}{\partial p}\right) \cdot \nabla_h \theta_c = -g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_c}{\partial y} + g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_c}{\partial x}, \quad (5)$$

$$P_m = P_{m1} + P_{m2} = a \zeta_\theta \cdot \nabla_p \theta_c. \quad (6)$$

湿位涡是一个可以综合表征湿大气动力状态和热力状态的物理量, 它在湿绝热、无摩擦条件下具有守恒特性, 它反映出系统涡度的发展是由大气层结稳定性、斜压性和风的垂直切变等因素所决定的。根据 (5) 式所示的倾斜位涡度发展理论, 在湿位涡守恒制约下, 大气水平风的垂直切变或湿斜压性的增加都将导致正的湿位涡水平分量的加强, 因而, 将导致湿位涡垂直分量负值的加强, 即 $P_{m1} < 0$ 。根据 (4) 式, 若高层有干侵入, 即 $\partial \theta_c / \partial p > 0$, 则 $\zeta_p > 0$, 即气旋性涡度增大; 并且, 由 (6) 式, 若 $P_{m2} > 0$, 则 $P_{m1} < 0$, 因此, 对于倾斜位涡度发展的必要条件可以表示为: $P_{m2} > 0$ 。这表明若低空暖湿气流活跃, 则湿位涡水平分量急速发展, 并且, 若高层冷空气入侵, 锋区地区 θ_c 面陡峭, 这将触发垂直涡度的急剧增长, 从而会导致产生低涡系统的强烈发展。

5.1 高层干空气入侵所引起的垂直对流不稳定和低涡发展中的作用

川东地区 2005 年“7.8 大暴雨”过程与西南低涡的发展有密切关系。根据 (5) 式, 当盆地低层有

正涡度产生时, 即 $\zeta_p > 0$, 如果 $-\partial \theta_c / \partial p < 0$, 则湿位涡的垂直分量会出现大的负值, 即 $P_{m1} < 0$, 这表明有垂直对流不稳定发生, 也就是说盆地内的低涡垂直涡度会强烈发展, 对流活动旺盛。

图 10 给出了川东地区 2005 年 7 月 7 日 00 时~9 日 12 时 850 hPa 面上的湿位涡垂直分量 P_{m1} 的连续演变过程。从图 10 与图 6 所示的涡度场变化的比较可以看到: 7 月 7 日 00 时 (图 10a), 在川东地区出现一个正的 P_{m1} , 而在四川盆地北侧和南部分别有负的 P_{m1} ; 7 月 12 时 (图 10b), 位于川东地区正的 P_{m1} 迅速东移减弱, 而位于盆地北侧负 P_{m1} 南侵, 并且, 位于盆地南部的负 P_{m1} 向北移动; 7 月 8 日 00 时 (图 10c), 可以看到一个中心强度为 -1.4 PVU ($1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$) 的 P_{m1} 负值区位于川东地区, 这表明了在川东地区有强的垂直对流不稳定发展, 致使位于此地区低涡的迅速发展, 于是引发了一场大暴雨; 7 月 8 日 12 时 (图 10d), 由于强降水过程, 使得盆地东部负的 P_{m1} 减弱, 然而, 在盆地西北侧又有负的 P_{m1} 东移, 到了 7 月 9 日 00 时 (图 10e), 在盆地中部和东部有 -1.0 PVU 的 P_{m1} 值, 这表明垂直对流不稳定再次发展, 这又使低涡在盆地中部和东部发展; 7 月 9 日 12 时 (图 10f), 在盆地内的低涡沿 P_{m1} 负大值东移到盆地东部并发展, 并且盆地北部又有冷空气侵入, 致使 $P_{m1} < 0$, 于是盆地东部正负 P_{m1} 交汇地带又出现大的降水。

从以上所述的低涡发展和 P_{m1} 的演变可以看到, 二者在时间和空间上具有一致性。这说明川东地区 2005 年“7.8 大暴雨”过程是由于盆地北侧冷空气入侵或干入侵所产生的垂直对流不稳定而导致低涡的猛烈发展。因此, P_{m1} 的分析诊断结果表明, 在“鞍”型大尺度环流形势控制下, 从盆地北部入侵的冷空气而产生的垂直对流不稳定为导致这次川东大暴雨过程的西南低涡的发展提供了必要条件。

5.2 低层暖湿空气水平切变在低涡发展中的作用

造成 2005 年 7 月上旬位于川东地区西南低涡的发展, 除了高层干冷空气入侵所引起的垂直对流不稳定外, 还有低层暖湿气流的水平切变。由于盆地东北部处于西风带, 风速经常随高度增加, 即 $\partial u / \partial p < 0$ 和 $\partial v / \partial p < 0$ 。根据 (6) 式, 这样盆地暖湿气团相当位温的水平梯度, 即 $\partial \theta_c / \partial y$ 和 $\partial \theta_c / \partial x$, 对于低涡的演变是很重要的。若 $\partial \theta_c / \partial y > 0$ 和

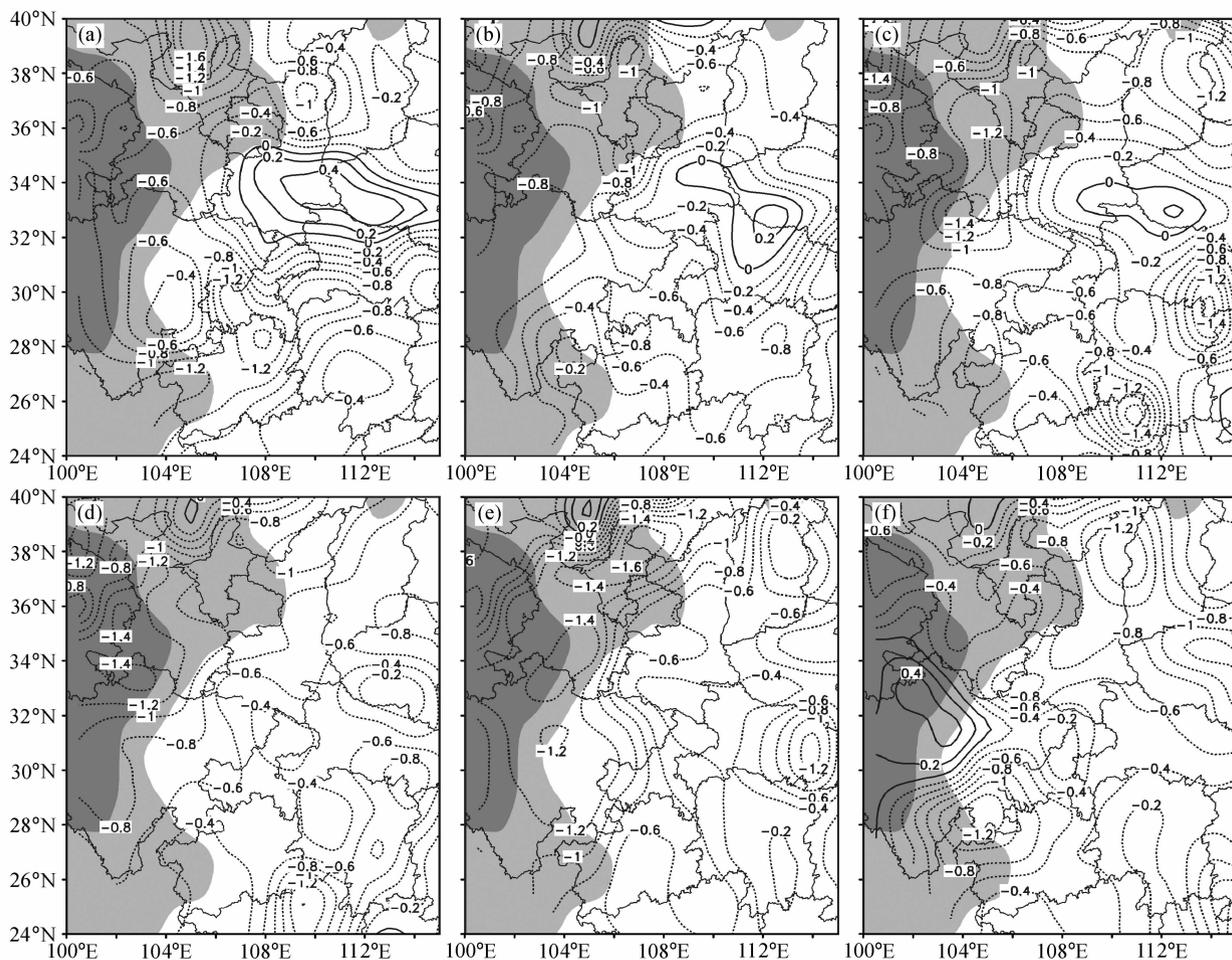


图10 四川盆地2005年7月7~9日850 hPa湿位涡的垂直分量 P_{m1} 的演变(单位: PVU); (a) 7日00时; (b) 7日12时; (c) 8日00时; (d) 8日12时; (e) 9日00时; (f) 9日12时。深阴影区地形高度大于3000 m, 浅阴影区地形高度大于1500 m

Fig. 10 Evolution of the vertical component of moist potential vorticity (P_{m1}) at 850 hPa over the Sichuan basin during the period of 7-9 Jul 2005 (units: PVU, 1 PVU= $10^{-6} \text{m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$); (a) At 0000 UTC 7 Jul; (b) at 1200 UTC 7 Jul; (c) at 0000 UTC 8 Jul; (d) at 1200 UTC 8 Jul; (e) at 0000 UTC 9 Jul; (f) at 1200 UTC 9 Jul. Light shading shows topography more than 1500 m, dark shading shows topography more than 3000 m

$\partial\theta_e/\partial x < 0$, 这样使得 $P_{m2} > 0$, 这有利于低涡的水平发展, 否则, $P_{m2} < 0$, 就不利于低涡的发展。为此, 本节分析这次暴雨过程中 P_{m2} 的演变。

由于地形的阻挡作用, 四川盆地内南支水汽输送充沛, 尤其在夏季西南季风气流强盛时, 盆地东部是水汽的主要辐合带, 低空暖湿平流强盛。图 11 是 7 月 7 日 00 时~9 日 12 时 850 hPa 面上的湿位涡水平分量 P_{m2} 的连续演变。从图 11a 可以看到, 7 月 7 日 00 时, 四川盆地南部从云贵高原绕流而来的暖湿空气活跃, 其向北输送后由于盆地北侧的地形阻挡在盆地东北部形成一个大的 P_{m2} 正中心区域, 强度达到了 0.3 PVU, 而贵州地区也存在 0.2

PVU 的 P_{m2} 区, 这将导致了位于此地区的垂直涡度的发展, 从而引发了此地区低涡的发展。到了 7 月 7 日 12 时 (见图 11b), 四川盆地的暖湿空气活动开始减弱, 但盆地中部仍保持了 0.1 PVU 的闭合 P_{m2} 正中心, 南支从云贵高原向四川盆地东部输送的暖湿气流维持到了 7 月 8 日 00 时 (图 11c), 在四川盆地上空低层的暖湿气团东移并在盆地东北部有所加强, 低层暖湿空气的水平切变加强, P_{m2} 中心强度达到了 0.2 PVU, 从而引起西南低涡的猛烈发展, 导致了强暴雨的发生。正如图 11d 所示, 到 7 月 8 日 12 时, 贵州地区仍有弱暖湿空气维持, 但由于强降水之后, 四川盆地除了西北部外其它大部分

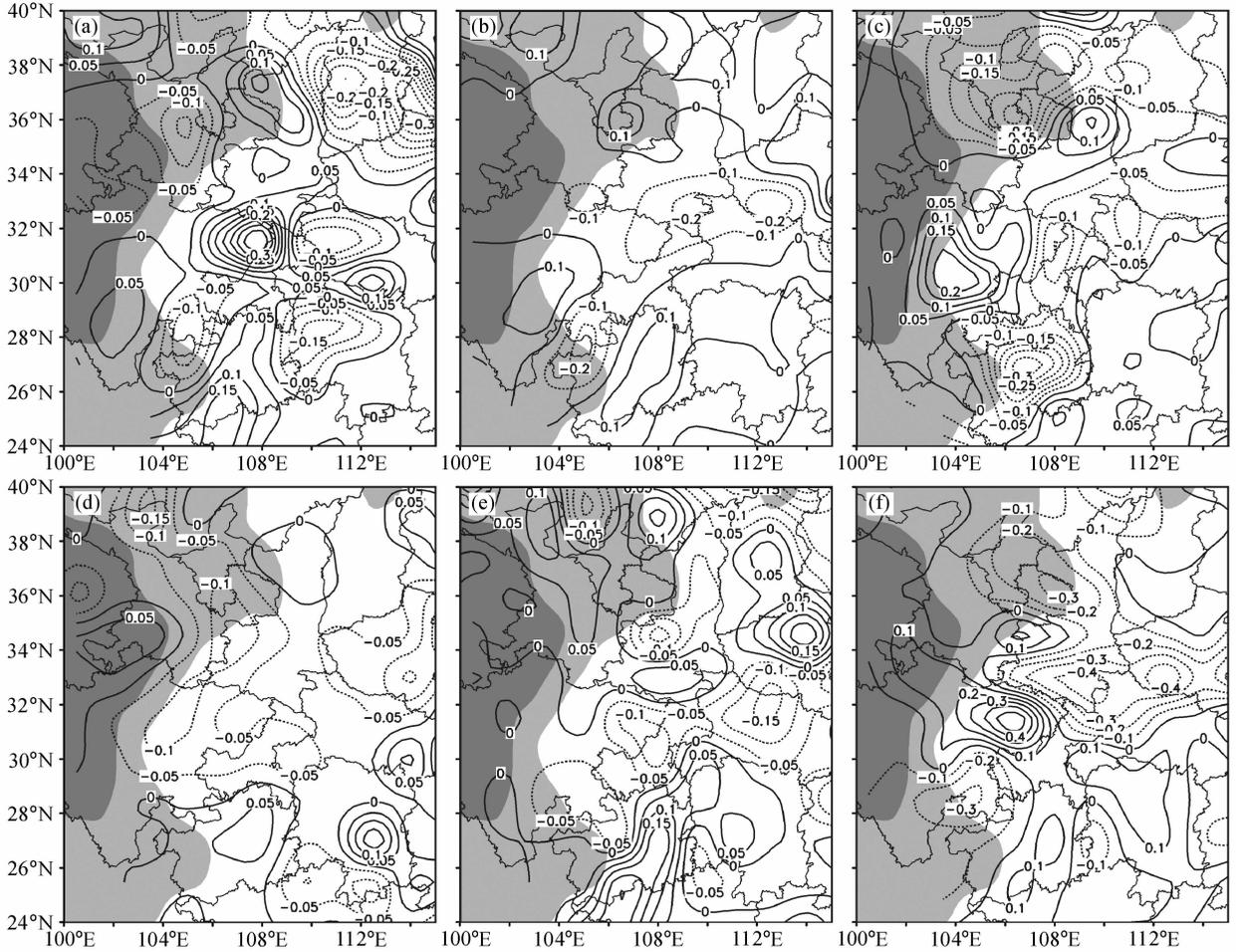


图 11 四川盆地 2005 年 7 月 7 日~9 日 850 hPa 湿位涡水平分量 P_{m2} 的演变 (单位: PVU): (a) 7 日 00 时; (b) 7 日 12 时; (c) 8 日 00 时; (d) 8 日 12 时; (e) 9 日 00 时; (f) 9 日 12 时。深阴影区地形高度大于 3000 m, 浅阴影区地形高度大于 1500 m

Fig. 11 Evolution of the horizontal component of moist potential vorticity (P_{m2} , units: PVU) at 850 hPa over the Sichuan basin during the period of 7-9 Jul 2005; (a) At 0000 UTC 7 Jul; (b) at 1200 UTC 7 Jul; (c) at 0000 UTC 8 Jul; (d) at 1200 UTC 8 Jul; (e) at 0000 UTC 9 Jul; (f) at 1200 UTC 9 Jul. Light shading shows topography more than 1500 m, dark shading shows topography more than 3000 m

区域无显著暖湿气团活动, 这时川东暴雨有所减弱。然而到了 7 月 9 日 00 时 (图 11e), 云贵地区暖湿空气向四川盆地东部的输送又开始加强, 盆地东北部有弱暖湿气团开始活动, 于是, 到了 7 月 9 日 12 时 (见图 11f), 在南支暖湿空气的输送作用下, 四川盆地东北部暖湿空气又迅速加强, 形成 0.4 PVU 的 P_{m2} 闭合区, 低层暖湿空气水平切变加强, 从而再次引起西南低涡的猛烈发展, 导致了暴雨的再次发生。

从上利用湿位涡垂直分量和水平分量的演变对 2005 年川东地区“7.8 大暴雨”过程的动力、热力诊断结果, 可得出了一些重要事实: (1) 低涡的气旋性涡度的发展与垂直对流不稳定 ($P_{m1} < 0$) 在时

间和空间上具有一致性, 这说明干冷空气的入侵所导致的垂直对流不稳定为四川盆地的低涡垂直发展提供了必要的条件; (2) 暴雨过程中强降水中心和大的 P_{m2} 正值中心有高度的一致性, 说明暖湿空气的水平切变对暴雨的产生有重要影响, 且有很好的指示性, 因此暖湿空气在盆地内的累积过程对西南低涡的发展有重要影响。

6 结论

本文通过对 2005 年 7 月 6 日~9 日所发生的川东地区的“7.8 大暴雨”过程的环流背景场和水汽输送分析了此次暴雨的大尺度环流特征, 并且, 从涡度、温度平流和相当位温 θ_e 分析了暖湿空气平

流和干冷空气入侵对导致这场暴雨发生的西南低涡发展的作用, 并利用倾斜湿位涡 (MPV) 分别从动力和热力方面对导致这场暴雨发生的西南低涡发展的过程进行诊断, 从而得到导致 2005 年川东地区“7.8 大暴雨”发生的西南低涡发展的物理过程。如图 12 所示, 可以归纳如下:

(1) 导致“7.8 大暴雨”的大尺度环流背景场是: 中高纬主要表现为两槽一脊型, 而长波东传调整过程中分裂的小短波槽不断影响四川盆地北部地区, 暴雨过程中不断有冷空气从盆地西北部 and 东北部上空侵入, 与此同时, 高原中部地区上空存在闭合高压区, 西太平洋副热带高压北上西伸到四川盆地东部, 并且, 四川盆地南侧孟加拉湾季风槽比较活跃, 强西南暖湿气流输送到盆地, 从而构成了整个四川盆地东西侧为高压控制, 而南北侧为低压控制的“鞍”型场的环流配置特征。

(2) 在此“鞍”型大尺度环流形势的作用下, 不仅盆地四周的低涡系统迅速聚集、合并发展, 而

且由孟加拉湾通过西南气流输送而来的水汽和由南海和中印半岛通过偏南气流的水汽输送在川东地区产生强的辐合, 并在此地区有明显的水汽输送辐合切变产生; 并且, 从温度平流看, 高层的冷平流和低层强的暖平流致使低涡在川东地区强烈发展, 而从 θ_e 的演变看, 在暖湿空气的高层, 干侵入对低涡发展有重要影响。

(3) 湿位涡 (MPV) 的垂直分量和水平分量的诊断分析结果表明: 在四川盆地北部及高原东部的高层, 在暴雨过程中由于不断有干空气入侵, 表现出强烈的垂直对流不稳定性, 即 $P_{m1} < 0$, 且盆地内的垂直对流不稳定强烈向盆地东北部发展, 这使得此区域的气旋性涡度不断增大, 即低涡强烈发展; 同时, 低层暖湿空气相当位温的水平梯度对西南涡的发展和暴雨发生有重要影响, 并且暴雨发生在高温高湿的对流不稳定地区, P_{m2} 正中心对暴雨落区也有很好的指示性。因此, 暖湿空气在盆地内的积累过程对西南低涡的发展具有重要作用。

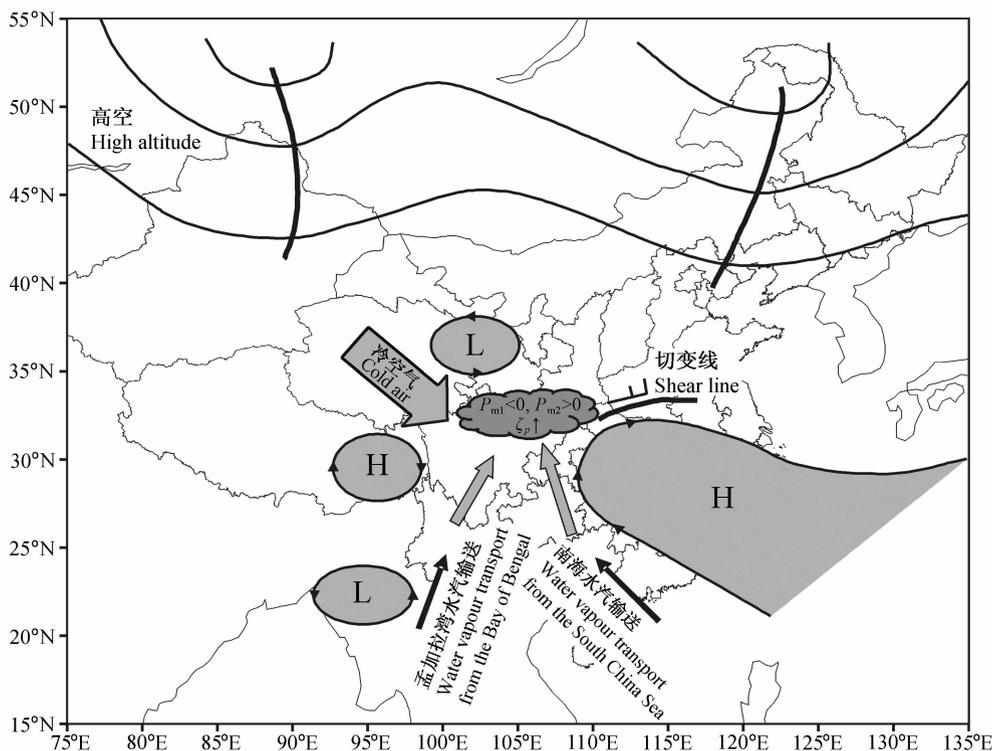


图 12 川东地区“7.8 大暴雨”过程的对流层中低层大尺度环流特征及西南涡发展的物理过程示意图 (H: 高压, L: 低压, ↑: 增加, 云区: 暴雨区)

Fig. 12 Schematic diagram of the large-scale circulation background under the middle troposphere of the heavy rainfall process during 6-9 Jul 2005 in the eastern Sichuan basin and the physical process of the southwest vortex development during the period (H: high pressure, L: low pressure, ↑: increase, cloud area; heavy rainfall area)

除了2005年7月上旬川东地区发生了大暴雨外,2004年9月上旬和2006年7月上旬此地区所发生的大暴雨过程都有类似于本文所指出的“鞍”型大尺度环流形势下西南低涡的强烈发展过程。但是,在西南低涡发展中不同暴雨过程也有一定的差别,并且有高原上空的高原涡叠加在西南涡之上,从而致使西南涡的强烈发展。这些我们将在另文讨论。

本文在讨论暴雨过程中的水汽输送演变中采用1000~400 hPa的平均水汽通量分布,对于高原东侧的四川盆地存在显著的地形影响。因此,如果利用场面气压资料对水汽通量分布进行计算能避免地形带来的误差。

参考文献 (References)

- [1] 陶诗言, 徐淑英. 夏季江淮流域持久性旱涝现象的环流特征. 气象学报, 1962, **32** (1): 1~10
Tao Shiyan, Xu Shuying. The persistent drought and flood in the Yangtze River and Huai River valley during summer. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 1962, **32** (1): 1~10
- [2] 陶诗言等. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 1980. 255pp
Tao Shiyan, et al. *Heavy Rainfall in China* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1980. 255pp
- [3] Tao Shiyan, Ding Yihui. Observational evidence of the influence of the Qinghai-Xizang (Tibet) plateau on the occurrence of heavy rainfall and severe convective storms in China. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1981, **62**: 23~30
- [4] Zhou Xiaoping, Hu Xingfang. A brief analysis and numerical simulation of the Sichuan extraordinarily heavy rainfall event. *Proc. First Sino-American Workshop on Mountain Meteorology*. Reiter E R et al., Eds. Beijing: Science Press, 1983. 555~565
- [5] Hovemale J B. Numerical experiments with the Sichuan flooding catastrophe (11 - 15 July 1981). *Proc. First Sino-American Workshop on Mountain Meteorology*, Reiter E R et al., Eds. Beijing: Science Press, 1983. 243~264
- [6] Anthes R A, Heagerson P L. A comparative numerical simulation of the Sichuan flooding catastrophe (11 - 15 July, 1981). *Proc. First Sino-American Workshop on Mountain Meteorology*. Reiter et al., Eds. Beijing: Science Press, 1983. 519~524
- [7] 罗四维等. 青藏高原及其临近地区几类天气系统的研究. 北京: 气象出版, 1992. 205pp
Luo Siwei, et al. *The Research on Some Kinds of Weather System in the Qinghai-Xizang Plateau and the Nearby Areas* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1992. 205pp
- [8] 丁一汇. 1991年江淮流域持续性特大暴雨研究. 北京: 气象出版社, 1993. 255pp
Ding Yihui. *Research on the Persistent Heavy Rainfall in the Yangtze River and Huaihe River Valley in 1991* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1993. 255pp
- [9] 杨福全, 杨大升. 1991年江淮流域暴雨中不同尺度的相互作用. 应用气象学报, 1996, **7**: 9~17
Yang Fuquan, Yang Dasheng. Interaction between different scales in heavy rainfall in the Yangtze River and Huai River valley in 1991. *J. Applied Meteor.* (in Chinese), 1996, **7**: 9~17
- [10] 黄荣辉, 徐予红, 王鹏飞, 等. 1998年夏长江流域特大洪涝特征及其成因探讨. 气候与环境研究, 1998, **3**: 300~313
Huang Ronghui, Xu Yuhong, Wang Pengfei, et al. The features of the catastrophic flood over the Changjiang River basin during the summer of 1998 and cause exploration. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 1998, **3**: 300~313
- [11] 赵思雄, 孙建华, 陈红, 等. 1998年7月长江流域特大洪水期间暴雨特征的分析研究. 气候与环境研究, 1998, **3**: 368~381
Zhao Sixiong, Sun Jianhua, Chen Hong, et al. Study of heavy rainfall in the Changjiang River during July 1998. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 1998, **3**: 368~381
- [12] Zhang Shunli, Tao Shiyan, Zhang Qingyun, et al. Large and Meso- α scale characteristics of intense rainfall in the mid- and lower reaches of the Yangtze River. *Chinese Sci. Bull.*, 2002, **47**: 779~786
- [13] 赵思雄. 梅雨锋上扰动发生发展的能量分析. 大气科学, 1988, 特刊: 191~201
Zhao Sixiong. Energy analysis of the occurrence of disturbance in the Meiyu front. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 1988, (Special issue): 191~201
- [14] 张庆云, 陶诗言, 张顺利. 夏季长江流域暴雨洪涝灾害的天气气候条件. 大气科学, 2003, **27**: 1018~1030
Zhang Qingyun, Tao Shiyan, Zhang Shunli. The persistent heavy rainfall over the Yangtze River valley and its association with the circulations over East Asia during summer. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2003, **27**: 1018~1030
- [15] 张小玲, 陶诗言, 张顺利. 梅雨锋上的三类暴雨. 大气科学, 2004, **28**: 187~205
Zhang Xiaoling, Tao Shiyan, Zhang Shunli. Three types of heavy rainstorms associated with the Meiyu front. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2004, **28**: 187~205
- [16] 高守亭, 赵思雄, 周晓平, 等. 次天气尺度及中尺度暴雨系统研究进展. 大气科学, 2003, **27**: 618~627

- Gao Shouting, Zhao Sixiong, Zhou Xiaoping, et al. Progress of research on sub-synoptic scale and mesoscale torrential rain systems. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2003, **27**: 618~627
- [17] 高守亭. 流场配置及地形对西南低涡形成的动力作用. *大气科学*, 1987, **11**: 263~271
- Gao Shouting. Dynamic effect of stream field disposition and topography on the formation of the southwest low-vortex. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 1987, **11**: 263~271
- [18] 朱艳峰, 宇如聪. 川西地区夏季降水的年际变化特征及与大尺度环流的联系. *大气科学*, 2003, **27**: 1045~1056
- Zhu Yanfeng, Yu Rucong. Interannual variation of summer precipitation in the west of Sichuan basin and its relationship with large-scale circulation. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2003, **27**: 1045~1056
- [19] 郁淑华. 高原低涡东移过程的水汽图像. *高原气象*, 2002, **21**: 199~204
- Yu Shuhua. Water vapor imagery of vortex moving process over Qinghai-Xizang Plateau. *Plateau Meteor.* (in Chinese), 2002, **21**: 199~204
- [20] 江吉喜, 范梅珠. 夏季青藏高原上的对流云和中尺度对流系统. *大气科学*, 2002, **26**: 263~270
- Jiang Jixi, Fan Meizhu. Convective clouds and mesoscale convective system over the Tibetan Plateau in Summer. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2002, **26**: 263~270
- [21] 李川, 陈静, 何光碧. 青藏高原东侧陡峭地形对一次极端降水过程的影响. *高原气象*, 2006, **25**: 442~450
- Li Chuan, Chen Jing, He Guangbi. Impact of the steep terrain of eastern Qinghai-Xizang Plateau on the genesis and development of extreme heavy rainfall event. *Plateau Meteor.* (in Chinese), 2006, **25**: 442~450
- [22] 鲍明, 黄荣辉. 近 40 年我国暴雨的年代际变化特征. *大气科学*, 2006, **30**: 1057~1067
- Bao Ming, Huang Ronghui. Characteristics of the interdecadal variations of heavy rain over China in the last 40 years. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2006, **30**: 1057~1067
- [23] 李国平, 赵邦杰, 杨锦青. 地面感热对青藏高原低涡流场结构及发展的作用. *大气科学*, 2002, **26**: 519~525
- Li Guoping, Zhao Bangjie, Yang Jinqing. A dynamical study of the role surface sensible heating in the structure and intensification of the Tibetan Plateau vortices. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2002, **26**: 519~525
- [24] Ertel H. Ein neuer hydrodynamischer wirbelsatz. *Meteorolog. Zeitschr Braun-schweig*, 1942, **59**: 277~281
- [25] Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A W. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1985, **111**: 877~946
- [26] 吴国雄, 蔡雅萍, 唐晓菁. 湿位涡和倾斜涡度发展. *气象学报*, 1995, **53**: 387~405
- Wu Guoxiong, Cai Yaping, Tang Xiaojing. Moisture potential vortex and slantwise vorticity development. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1995, **53**: 387~405
- [27] 吴国雄, 刘还珠. 全型垂直涡度倾向方程和倾斜涡度发展. *气象学报*, 1999, **57**: 1~15
- Wu Guoxiong, Liu Huanzhu. Complete form of vertical vorticity tendency equation and slantwise vorticity development. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1999, **57**: 1~15