

一次高原涡和西南涡作用下强降水的回波结构和演变分析^{*}

周 淼 刘黎平 王红艳

ZHOU Miao LIU Liping WANG Hongyan

中国气象科学研究院 灾害天气国家重点实验室,北京,100081

State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China

2013-08-12 收稿,2013-12-30 改回.

周淼,刘黎平,王红艳. 2014. 一次高原涡和西南涡作用下强降水的回波结构和演变分析. 气象学报, 72(3): 554-569

Zhou Miao, Liu Liping, Wang Hongyan. 2014. Analysis of the echo structure and its evolution as shown in a severe precipitation event caused by the plateau vortex and the southwest vortex. *Acta Meteorologica Sinica*, 72(3): 554-569

Abstract On 30 and 31 July 2009, a lasting severe rainfall occurred in the eastern lee of the Tibetan Plateau. There were three meso-scale convective systems in the Sichuan Basin, under the synoptic background that a plateau vortex and a southwest vortex had interacted at this region. The radar mosaic reflectivity data, NCEP reanalysis data and TRMM PR data are used to analyse its evolution and three-dimensional structure. By contrasting with TRMM PR, it is found that the radar mosaic has the same results and could describe the evolution of this event. In the plateau and the mountains with no mosaic data, TRMM PR could be used for supplement. The analysis results show that: at the precipitation area, positive vorticity at the middle and low levels and the moisture convergence upward motion matched high-level negative vorticity and water vapor divergence, which was a favorable condition to trigger severe rain. The first precipitation system is located southeast of the plateau vortex, moved toward the east with it and then dissipated. The precipitation has been found to lag the plateau vortex in terms of the intensity correlation, while its speed changed simultaneously with the vortex. The second and third precipitation systems have developed strongly during the existing stage of the southwest vortex, and then mixed into an echo belt throughout the basin along the mountains, causing the most severe rainfall in the southern basin. The intensity and movement of the precipitation system changed almost in the same time as those of the vortex. Under the complex terrain conditions with the mountains adjacent to the basin, the zero layers did not change significantly, but the cloud melted partially from ice to liquid when entering the basin and being under zero layers. This resulted precipitation in the change from convective cloud to stratiform cloud with a stratified structure.

Key words Plateau vortex, Southwest vortex, Echo structure of precipitation

摘 要 2009年7月30—31日,青藏高原东侧背风坡发生了一次持续性强降水过程。在高原涡和西南涡相继出现并相互作用的天气环境中,四川盆地内生成了3个中尺度对流系统。使用新一代天气雷达组网的反射率因子,美国环境预报中心(NCEP)再分析资料,以及热带测雨卫星搭载的测雨雷达(TRMM PR)反射率因子,可以得到这次暴雨的发展演变及其三维结构特征。通过与TRMM PR探测资料的对比验证,地基组网雷达的结果与其非常一致,基本能反映出对流系统的演变全貌,而在高原和山区地基雷达缺测的区域,测雨雷达探测资料可以做为补充。分析表明,降水落区的低层正涡度和水汽辐合上升与高层负涡度和水汽辐散相配合,是触发暴雨的有利条件。第1个降水系统位于高原涡东南侧,随着高原涡的移动衰亡移出盆地并最终消散,降水系统和高原涡在时间上有滞后相关,二者移动速度的突变较为一致;第2和第3个降水系统在西南涡出

^{*} 资助课题:国家重点基础研究发展计划(973计划)项目(2012CB417202)、公益性行业(气象)科研专项项目(GYHY201206042)、中国气象科学研究院基本科研业务费专项项目“大气水凝物微物理参数及风场垂直结构多波长遥感探测和反演方法研究”。

作者简介:周淼,主要研究雷达资料在中尺度分析中的应用。E-mail:miaozhouoo@gmail.com

现的时段强烈发展,在局地停留维持并打通成为一条沿山脉走向的贯穿整个盆地的混合降水回波带,在西南涡发展至成熟阶段给四川盆地南部带来最大小时降水,降水系统和西南涡的相关无论在强度还是移速上都非常显著。在复杂的地形条件下,青藏高原和四川盆地相接处,降水云团的 0°C 层高度并未随地表发生明显变化,但降水云团进入盆地后,低于 0°C 层高度的降水粒子融化变为液相,使得云团从对流型降水变为分层结构的层云降水。

关键词 高原涡,西南涡,降水回波结构

中图分类号 P412.25 P445

1 引言

青藏高原对大气环流和周边地区甚至全球的天气有着重要影响,对于高原东侧的四川盆地和盆地以东的长江中下游地区,这种影响尤甚。高原上活跃的天气系统中,生成于高原中西部 500 hPa 的低压涡旋是青藏高原特有的低涡结构。高原涡大部分在随着西风东移过程中消亡减弱,少数能够移出青藏高原,到达东侧的四川盆地,并造成大范围暴雨、雷暴等强天气过程(罗四维,1989,罗四维等,1993,钱正安等,1997,杨伟愚等,1990)。刘富明等(1986)、高文良等(2007)、郭绵钊(1986)和郁淑华等(2008)对高原涡的东移及其原因从大尺度诊断分析的角度进行了研究。此外,陈伯民等(1996)、罗四维等(1992)和宋雯雯等(2011)对高原涡的生成进行数值模拟,探讨了绝热条件、感热潜热和地形在这一过程中的作用。陶诗言等(1980)指出,中国的暴雨尤其是极端强降水事件主要是由台风、锋面和从青藏高原及其周边地区东移过来的气旋性涡旋引起的。除了东移入川的高原涡,西南涡也是导致四川盆地及其下游暴雨的重要天气系统之一。西南涡是在青藏高原复杂地形与大气环流相互作用下,产生于西南地区 700 hPa 上的闭合气旋式环流系统(陈忠明等,2004a)。事实上,对于东移的高原涡和西南涡的相互作用,已经有学者进行了天气尺度诊断分析的研究。刘富明等(1987)、陈忠明等(2004b)、赵玉春等(2010)和周春花等(2009)研究了西南涡和高原涡的相互作用,认为二者的耦合是盆地大暴雨的一类诱因。对于青藏高原及其周边地区大暴雨的降水结构,已有部分学者做了初步研究,傅云飞等(2008)利用热带降水测量(TRMM)卫星搭载的测雨雷达分析青藏高原上降水系统的三维结构,并用TRMM卫星探测资料对青藏高原上的降水类型分类做了修正;李德俊等(2010)、Xiang等(2013)使用TRMM卫星和多普勒雷达资料研究了3次夏季暴雨过程中降水云团的水平和垂直结构。

然而,目前对高原涡和西南涡的研究工作还主

要集中在天气分析、数值模拟和诊断分析等方面,由于缺少高精度观测资料,对这两类低涡相伴的强降水系统的三维结构研究以及强降水的位置和时间突变对应何种天气背景的研究还很少。此外,对流系统随着高原涡从青藏高原移入四川盆地的过程中,经历了约 3.5 km 的海拔落差,其云降水结构所发生的变化还未见相关分析工作。值得注意的是,青藏高原和四川盆地相接处地形陡峭复杂,山地测站相对稀少,数据代表性不强,而TRMM卫星的探测区域是一条有限的窄带,一天只有两次扫过目标区域,无法给出降水系统的演变和结构信息。本研究利用中国新一代天气雷达三维组网数据,分析了发生在2009年7月30—31日的一次东移的高原涡和西南涡共同作用下引发的四川盆地强降水过程。这次暴雨的影响范围较大,持续时间较长。本研究使用热带测雨卫星搭载的测雨雷达对地基组网雷达的数据有效性进行了验证,并分析了此次暴雨的大尺度环流背景、红外云图的演变、雷达回波和两涡之间的配置以及回波的垂直结构。

2 资料和方法简介

2.1 资料及用途

使用的资料及用途主要包括:(1)2009年7月29—31日中国新一代天气雷达每 6 min 的反射率拼图资料用以分析降水结构;(2)30—31日中国逐分钟的加密雨量站数据用以确定实际降水落区;(3)29—31日美国NCEP/NCAR提供的每日4次的NCEP FNL再分析资料用以分析环流背景和高原涡、西南涡的位置、路径与强度;(4)中国1998—2008年的每日探空资料用以给出西南地区气候平均意义上的 0°C 层高度分布;(5)2009年7月29—31日中国地面站逐时观测资料和每 6 h 一次的高空观测,用来分析降水系统所处的环境条件;(6)航天飞机雷达地形测绘计划(SRTM3)类型的 $90\text{ m}\times 90\text{ m}$ 地形数据;(7)29—31日,热带测雨卫星上的星载测雨雷达的反射率数据用来验证和补充地基雷达三维组网的结果;(8)29—31日FY-2C逐时红外

亮温资料用来分析降水云团的活动。

2.2 主要方法

2.2.1 雷达三维组网系统简介

使用中国气象科学研究院开发的新一代天气雷达三维组网技术对四川盆地及其周边的 11 部多普勒天气雷达进行组网,以得到大范围高精度的雷达反射率资料供分析使用。

新一代天气雷达三维组网技术使得对青藏高原东侧中尺度强对流天气的降水结构进行精细分析成为可能。多普勒天气雷达三维组网技术对单个雷达探测资料进行格点化处理,使用距离指数权重平均法获得空间连续的三维反射率拼图数据,弥补了单雷达探测范围有限的缺点,提供了较高时间和空间分辨率的适合于中尺度气象分析的资料,具体细节可见肖艳姣(2007)文章。三维组网技术已经广泛应用于沿海地区的业务科研工作,为研究华东和华南 α 中尺度的暴雨、台风等强对流天气提供有力工具(孙虎林等,2011;谭振,2011;杨吉等,2012)。目前四川盆地及周边共有新一代天气雷达 12 部,包括位于盆地内的成都、绵阳、南充、广元、宜宾、达州、重庆、万县,盆地西南侧山脉上的西昌,盆地东侧的恩施,以及盆地北侧的汉中、安康。由于雷达型号各异,且站点所在位置地形复杂,四川盆地的雷达组网存在多种技术问题。在雷达组网过程中,发现重庆雷达的遮挡现象较为严重,因此剔除该站。对剩下的 11 部雷达(图 1)探测资料组网并对个别存在质

量问题的基数据进行订正之后,获得了比较完整的三维反射率因子资料,为分析青藏高原东侧中尺度对流系统内的云降水结构提供了资料。图 2 给出了 2009 年 7 月 30—31 日四川盆地强降水过程 3 km 和 5 km 海拔高度上雷达组网在此次过程的 480 个时次内出现回波数据的频次分布,叠加对应高度的地形廓线。在 3 km 高度上,四川盆地内的 8 部雷达的理论覆盖和实际数据的出现频次基本对应,除了绵阳和成都在西北方向的波束受到遮挡,且西昌站位于海拔 3 km 以上的山区,探测范围比较有限。在 5 km 高度上,雷达的覆盖范围已经不受地形影响。

2.2.2 TRMM 卫星测雨雷达对地基组网雷达的验证和补充

日本国家空间发展署(JAXA)的地球观测研究中心(EORC)提供的热带测雨卫星(TRMM)数据由于精度高和范围大的特点,已经有很多学者利用其搭载的各种仪器,尤其是波长为 2.2 cm 的测雨雷达(PR)进行了多种研究工作(傅云飞等,2003;刘鹏等,2010;袁铁等,2010)。由于在青藏高原和四川盆地以南以北的山区没有完整的观测资料,使用 TRMM 搭载的测雨雷达,对地基组网多普勒雷达数据进行验证和补充。刘黎平(2002)的研究表明,雷达波长和入射方向的不同引起的测雨雷达和 X 波段多普勒天气雷达测量的反射率因子的差异在 2.0 dBz 以内;王成刚等(2003)的研究表明,测雨雷达和 5cm 波长的阜阳雷达在强度场上是非常一致

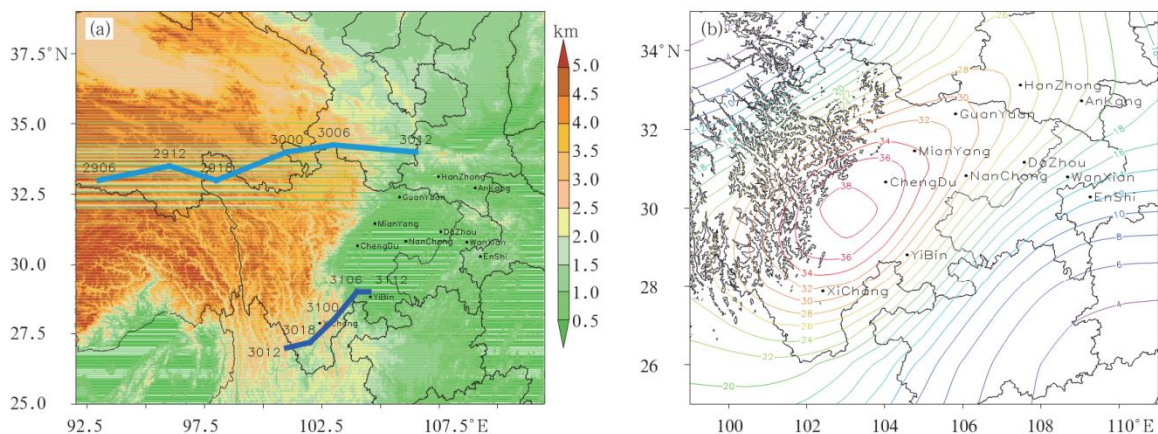


图 1 (a)青藏高原和四川盆地的地形及参与组网的雷达测站(浅蓝色折线是高原涡移动路径,深蓝色折线是西南涡移动路径);(b)2009 年 7 月 30 日 00 时(世界时,下同)至 31 日 15 时四川盆地加密降水观测站所测累积雨量(单位:10 mm,地图背景上叠加了 2.5 km 地形)

Fig. 1 (a) Topographic image with the black spots which refer to the radar sites included in the mosaic (the light blue line is for the path of the plateau vortex, the dark blue line is for the path of the southwest vortex); and (b) accumulated rainfall (unit: 10 mm) from 00:00 UTC 30 to 15:00 UTC 31 July 2009 based on the intensive precipitation observational network with the contours of 2.5 km interval superposed for topography

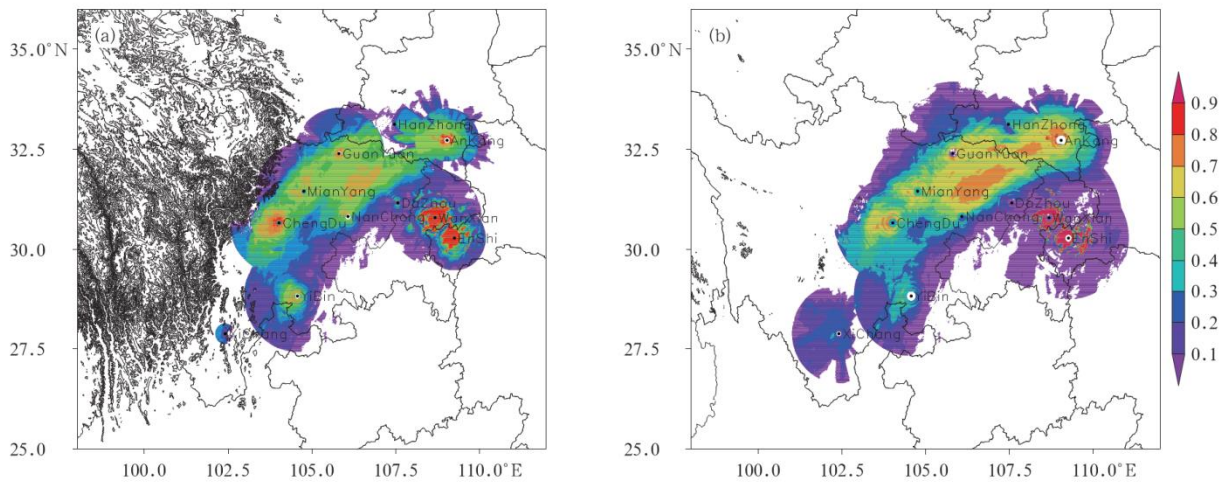


图2 2009年7月30—31日强降水过程中雷达组网的回波数据在3 km(a)或5 km(b)高度的频次(填色)分布(叠加3 km或5 km地形廓线)

Fig. 2 Distribution of the mosaic echo ratio at 3 km (a) and 5 km (b) as shown by color shading, with 3 km and 5 km topography superposed, for the severe rain event on 30 and 31 July 2009

的,但测雨雷达在垂直方向有强衰减时其订正值仍偏小;何会中等(2002)的研究表明,测雨雷达和10.3 cm波长的香港雷达的反射率因子和降水率有很强的一致性,降水强度较大时,测雨雷达的值略大于香港雷达。因此使用 TRMM 测雨雷达标准资料(2A25)经过衰减订正的雷达反射率因子,在测雨雷达和地基雷达均有数据的时刻,对探测范围内也均有数据的区域进行对比(图3)。图3a、b是2009年7月31日03时48分测雨雷达和三维组网在5 km高度的反射率,可以看到二者探测覆盖区域重叠的位置,测雨雷达和地基组网都能反映出对流系统的概貌,此时对流回波形成了一条沿山脉走向贯穿四川盆地的呈西南—东北走向的强回波带,许多小尺度的对流单体镶嵌其中,整条回波带为混合型降水回波。沿着回波带的中心轴线做垂直剖面(图3c、d)可见,测雨雷达探测的0℃层亮带很明显,但是地基雷达数据的垂直分辨率较低,而且在四川盆地南部的低层有探测盲区,反映的0℃层亮带不明显。测雨雷达的结果可以补充这点不足。从31日凌晨两个时刻(图3e、f和g、h)组网雷达和测雨雷达5 km高度的反射率对比可见,回波的位置、形态基本上是一致的。组网雷达受到探测方式的限制,雷达站点周围出现了小片的空白区域。傅云飞等

(2008)的研究表明,TRMM 测雨雷达在非高原地区对降水的探测能力总体来说是很有效的,但是在高原上对降水类型的分类有误,对流降水常被误认为是层云降水。在本研究的个例中,TRMM 测雨雷达能正确识别出降水类型,但由于探测时间的限制,只有一个时次扫过整个对流系统,4个时次扫过部分系统,因此只能用来对雷达组网进行验证和补充。

3 强降水发生的环境背景和云图特征

3.1 环流背景和天气诊断分析

2009年7月29日00时,在500 hPa天气图上,青藏高原中西部有一个闭合低涡生成,欧亚高纬度环流场为两槽一脊型,乌拉尔山以东到贝加尔湖以西为宽广的槽区,贝加尔湖东侧有一弱脊,高压中心在蒙古地区,日本海附近有一低槽。中纬度地区,西太平洋副热带高压(副高)脊线位于25°N附近,并在随后的72 h内不断西伸增强。30日06时(图4a),高原涡处于巴尔喀什湖低槽底部,低涡后部的冷平流使其不断发展加强,并逐渐东移至青藏高原东部。30日12时,高原涡移出青藏高原进入四川盆地,开始消散衰亡,与此同时,700 hPa天气图上,在四川盆地南部有一浅薄的西南涡生成,两涡开始

共同影响四川盆地。31日00时(图4b),西南涡达到最强,此时高原涡已经消散,副高西伸,降水强度

达到峰值。到31日18时,西南涡已经在天气图上消失,强降水也随之停止。

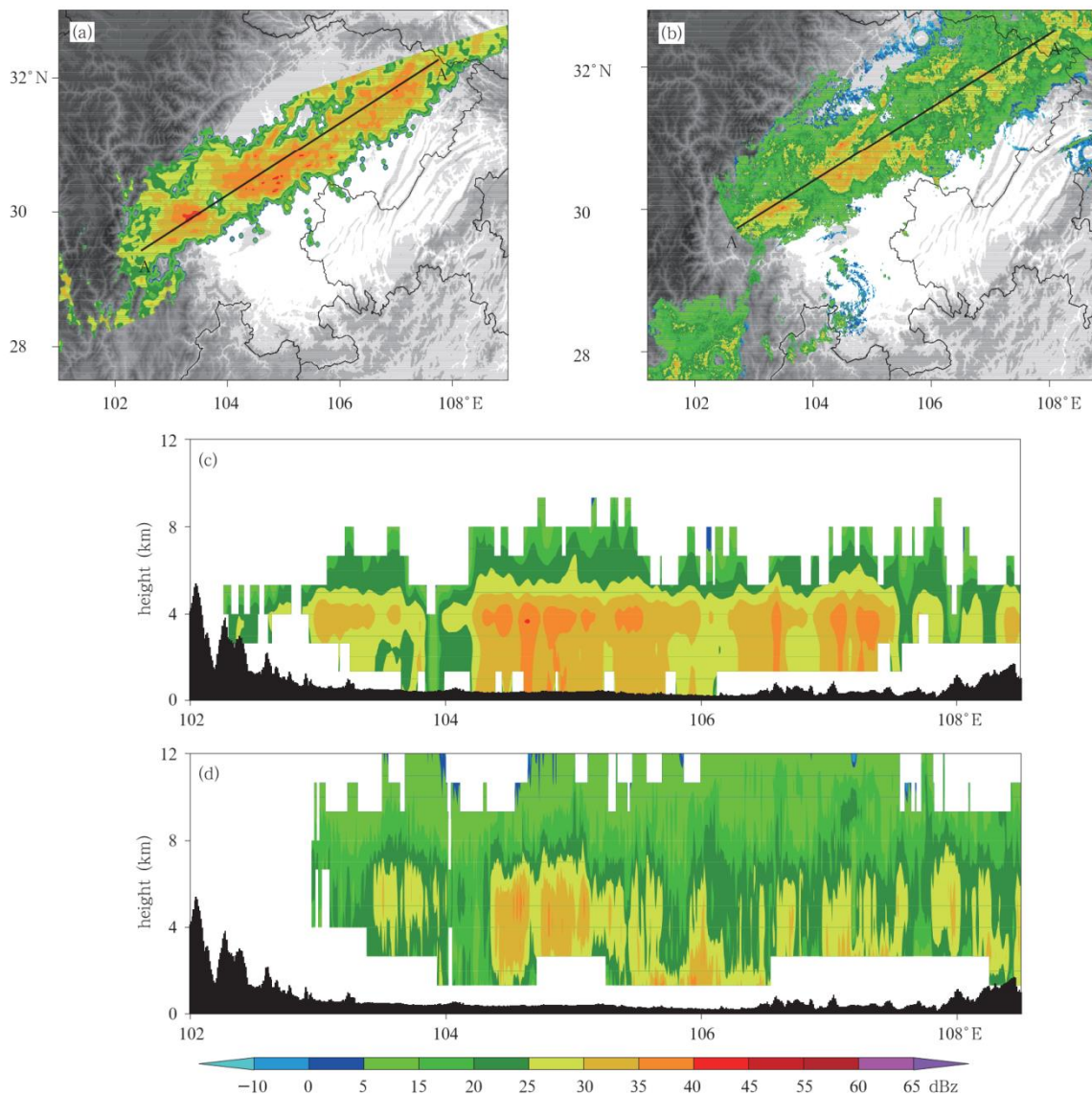


图3 (a) 2009年7月31日03时47分 TRMM PR在5 km高度的反射率因子;

(b) 2009年7月31日03时48分地基雷达组网在5 km高度的反射率因子;

(c)沿a中直线AA'的垂直剖面;(d)沿b中直线AA'的垂直剖面;

(e)其他同(a),但是为31日06时57分;(f)其他同(b),但是为31日07时00分;

(g)其他同(a),但是为31日08时32分;(h)其他同(b),但是为31日08时30分

Fig. 3 (a) TRMM PR reflectivity image at 5 km at 03:47 UTC 31 July 2009;

(b) mosaic reflectivity image at 5 km at 03:48 UTC 31 July 2009;

(c) the reflectivity profile along AA' in (a); (d) the reflectivity profile along AA' in (b);

(e) as in (a) but for 06:57 UTC 31; (f) as in (b) but for 07:00 UTC 31;

(g) as in (a) but for 08:32 UTC 31; (h) as in (a) but for 08:30 UTC 31

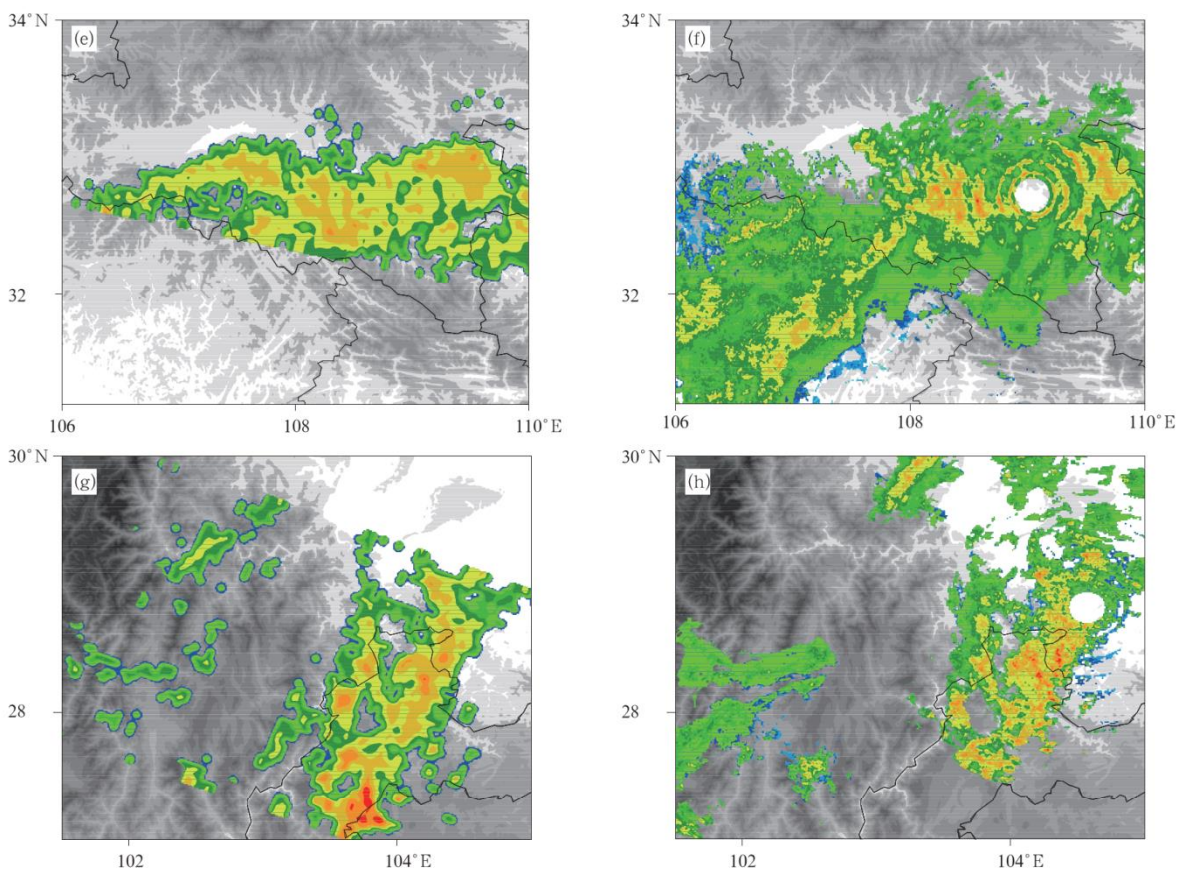


图 3 续

Fig. 3 Continued

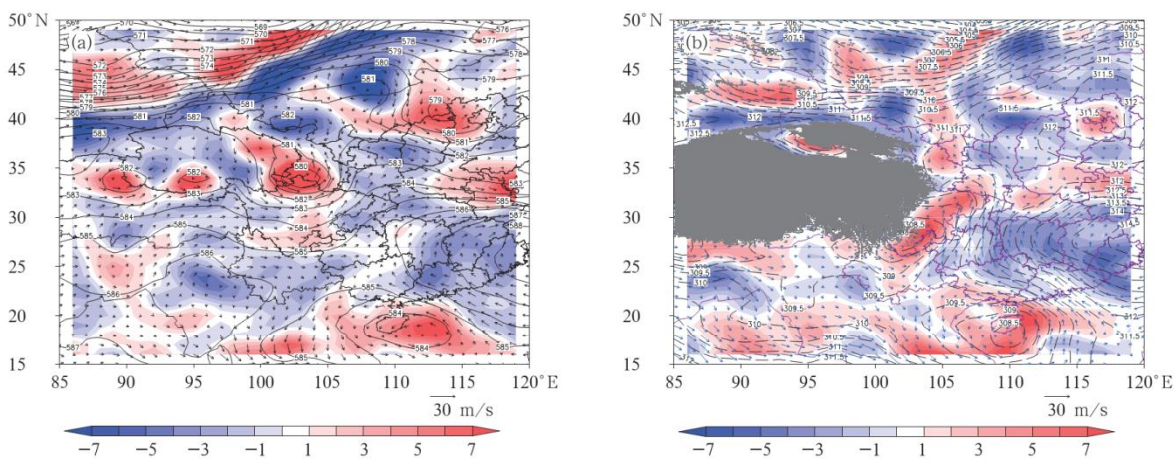


图 4 位势高度场(等值线,单位:dagpm)、风场(矢线)和相对涡度场(填色,单位: $10^{-5} s^{-1}$)

(a. 2009年7月30日06时500 hPa,

b. 2009年7月31日00时700 hPa;灰色区为青藏高原地形)

Fig. 4 Geopotential height (contour, unit: dagpm), wind field (vector) and relative vorticity (shaded, unit: $10^{-5} s^{-1}$) for the 500 hPa at 06:00 UTC 30 (a) and for the 700 hPa at 00:00 UTC 31 July 2009 (b) (grey shading shows the topography of the Tibetan Plateau at 700 hPa)

丰富的水汽输送是灾害性暴雨形成的重要条件,有利的天气尺度系统往往是丰沛水汽输送的载体。取高原涡东移后导致的川西降水加强时刻(30日06时)和西南涡强盛阶段造成的川南强降水时刻(31日00时)的850 hPa水汽通量和水汽通量散度进行分析。副高西侧的东南暖湿气流和高原涡带来的槽后偏北干冷气流交汇,引起较强辐合。从图5a,b中,对比水汽通量辐合区的位置演变,恰对应了高原涡和西南涡分别引起的强回波落区,也对应了强降水发生的时刻和区域。图中A(33°N, 106°E),B(31°N,107°E)和C(29°N,103°E)分别是3个中尺度对流系统的回波中心,从这3个点的水汽通量散度垂直剖面时序图(图5d)上可知,3个点的

强回波大致出现在水汽通量散度负值辐合最强的阶段。同时,31日00时700 hPa的垂直速度场(图5c)表明,西南涡发展至最强阶段,四川盆地内为整层的上升运动。对比A、B、C的垂直速度剖面时序图(图5e),可知强降水区的上升速度基本对应了强降水出现的时刻,C点在降水最强的时刻上升速度达到了-1.6 Pa/s,最强上升高度在300 hPa,说明对应的中尺度对流系统较为深厚。另外,从涡度散度的高低层配置(图略)来看,降水开始前,四川盆地内350 hPa以上为负涡度,降水开始后,500和700 hPa分别有正涡度大值中心,散度场的分布与涡度场配合一致,中低层为正涡度辐合区,高层对应了负涡度强辐散区,这种配置对于强降水的发生是极为有利的。

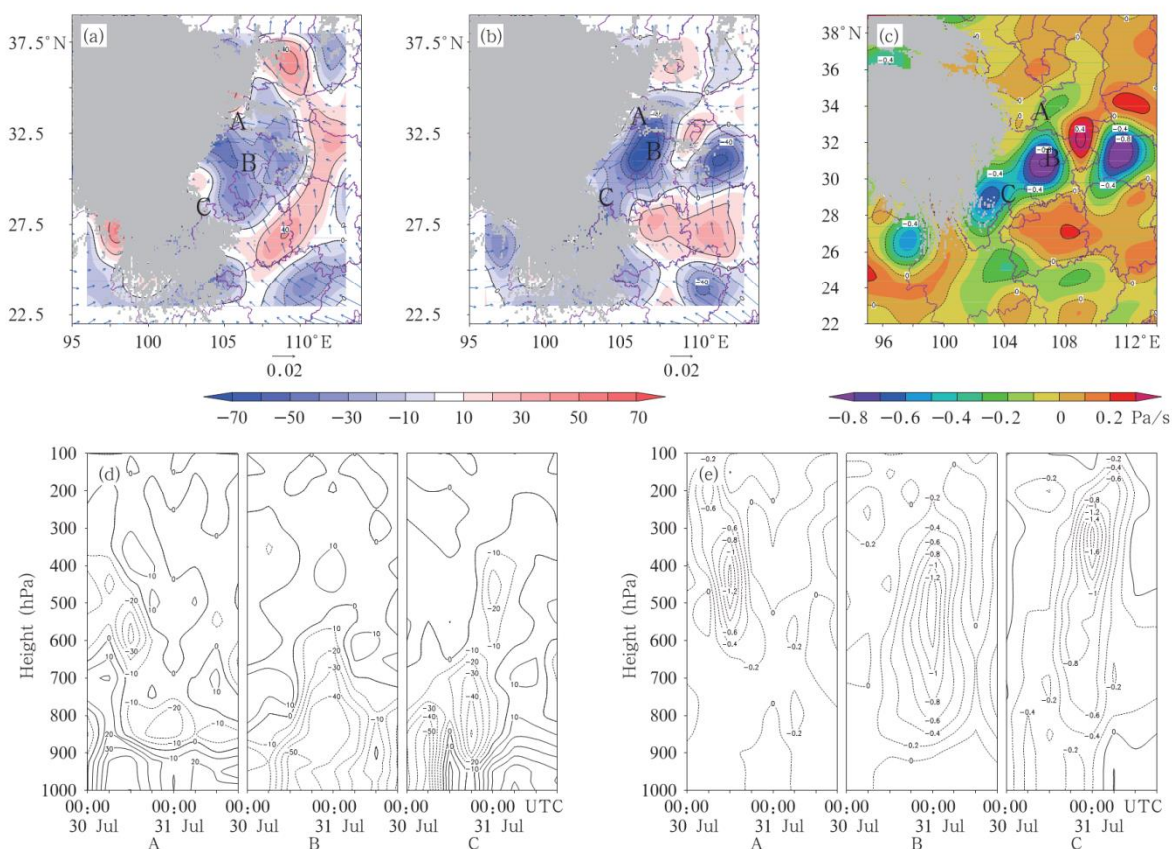


图5 (a) 2009年7月30日06时850 hPa的水汽通量(矢线; $\text{g}/(\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$)和水汽通量散度(填色; $10^{-5} \text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$;灰色区为850 hPa面上的青藏高原地形);(b)同(a),但为2009年7月31日00时;(c) 2009年7月31日00时700 hPa垂直速度(填色,灰色区为700 hPa面上的青藏高原地形);(d)分别为A、B、C三个强降水中心水汽通量散度的垂直剖面时间演变;(e)同(d),但是为垂直速度的垂直剖面

Fig. 5 (a) Various variable fields on 850 hPa at 06:00 UTC 30 July 2009 (water vapor flux divergence, $10^{-5} \text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$, shaded; water vapor flux, $\text{g}/(\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$, vectors), grey shading shows the topography of the Tibetan Plateau at 850 hPa; (b) as in (a) but at 00:00 UTC 31 July 2009; (c) 700 hPa at 00:00 UTC 31 July 2009 (pressure vertical velocity, Pa/s, shaded), grey shading shows the topography of the Tibetan Plateau at 850 hPa; (d) water vapor flux divergence ($10^{-5} \text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$) profile diagram with time for A, B, C showed in (a); and (e) pressure vertical velocity (Pa/s) profile diagram with time for the same spots as (d)

3.2 红外云图特征

从 FY-2C 的红外云图上可以看到,此次降水过程中主要对流云系的生消演变以及带来强降水的中尺度对流系统(MCS)对应的云团活动。从 7 月 30 日 05 时—31 日 02 时每 3 h 的红外云图(图 6)可见,对流云团呈现出类似台风的螺旋云雨带结构。30 日 11 时在成都以西的青藏高原山体上形成了一个 α 中尺度云系,并开始逐渐东移出青藏高原,同时,在青藏高原上的云体到达四川盆地之前,盆地内沿山脉走向存在弱的大范围降水云系。在东移过程中,涡旋云系发展强烈,到 14 时云顶温度最低的对流中心大致在(30°N,102°E)。30 日 14 时(图 6d)开始的 12 h 内,这块对流云沿横断山脉北侧进入四川盆地后南压,与四川盆地内原有的一个强对流云团

合并,30 日 14 时云顶亮温低于 -70°C 的面积已经达到 600 km^2 。在 12 h 内该云团几乎没有移动,从累积降水量分布(图 1b)可知在四川中南部有最大降水中心,因此,青藏高原涡旋云系东移进入四川盆地并得到持续发展的云团中的中尺度对流系统是带来强降水的主要系统。

4 强降水回波结构分析

4.1 降水系统与高原涡和西南涡的时空配置

高原涡和降水系统的发展变化在时间和空间上并不同步。30 日 00 时,高原涡正处于最强阶段,500 hPa 上的闭合等高线中心为 578 dagpm ,涡度中心位于(34°N,101°E)附近(图 7a₁),此时的高原涡

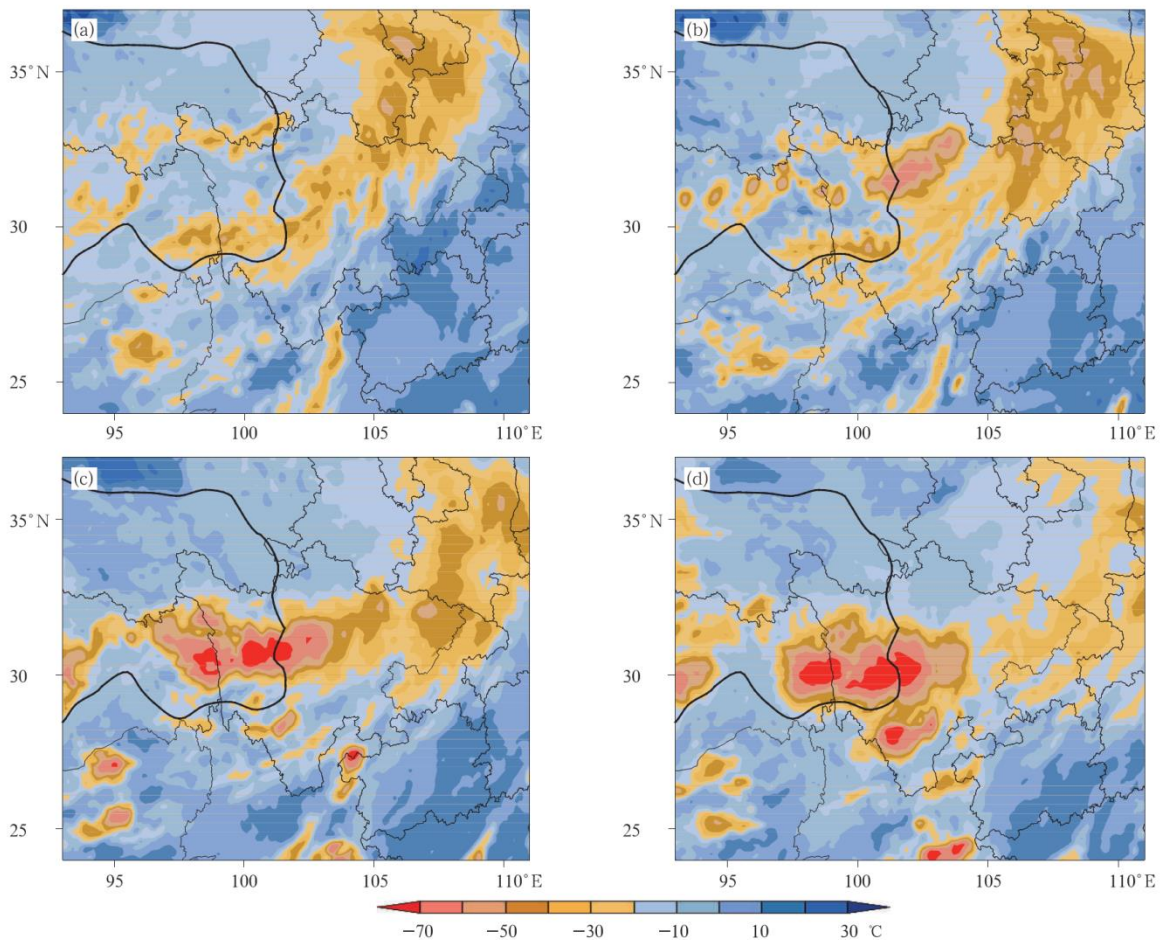


图 6 2009 年 7 月 30 日 05 时至 31 日 02 时(a—h)青藏高原东侧每隔 3 h 红外黑体辐射亮温
(黑色实线是 2.5 km 地形轮廓)

Fig. 6 TBB images of the Tibetan Plateau eastern side at 05:00 (a), 08:00 (b), 11:00 (c), 14:00 (d), 17:00 (e), 20:00 (f), 23:00 (g) UTC 30 and 02:00 UTC 31 (h) July 2009
(black solid lines overlapped, indicating 2.5 km topography profile)

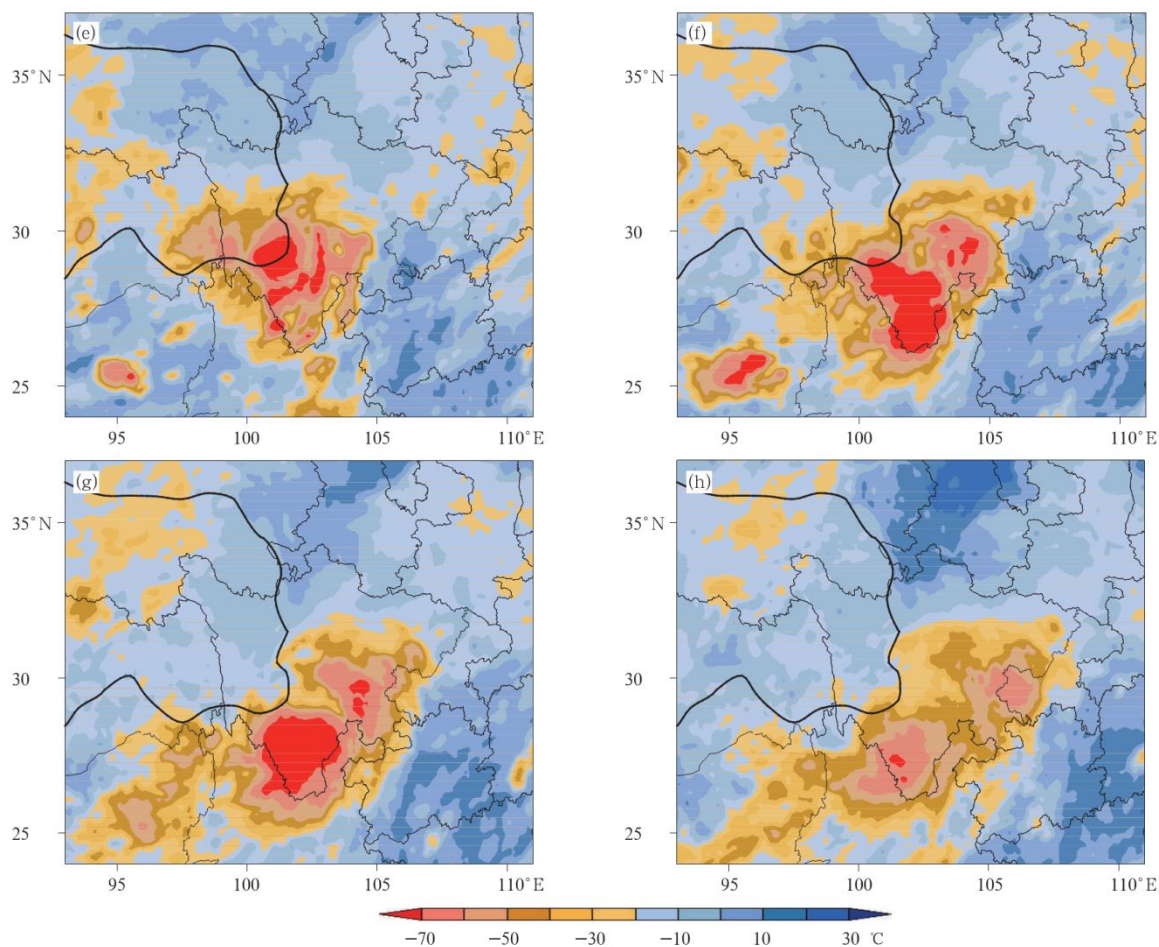


图 6 续

Fig. 6 Continued

并未移出青藏高原,只有散落的零星弱回波分布在高原涡的东南侧。虽然青藏高原地区没有可以组网的雷达站点,没有回波并不能说明高原涡移出之前没有对流系统生成,测雨雷达在 30 日凌晨扫过的 3 个数据(图略)都表明,在青藏高原和四川盆地内均没有强对流发生。30 日 06 时,高原涡已经移至四川盆地,强度有所减弱,此时对应的降水系统在四川盆地内生成,处在高原涡的东南侧。700 hPa 上的涡度分布与 500 hPa 类似,强度略弱(图 7b)。30 日 12 时(图 7c),高原涡衰亡至无闭合等高线,但正涡度分布和对流系统的对应关系很好,基本处在相同位置。高原涡的发展、衰亡在时间上早于与其对应的降水系统约 12 h,空间上的强度相关也不一致,强降水发生在涡度中心的东南侧。降水滞后于高原涡的原因是水汽输送在涡形成发展时不强,待到涡移入四川盆地,开始消散,才与偏南风水汽配合,在东南侧产生了降水。

与高原涡不同,西南涡和对应的降水系统在时间和位置上有相当一致的对应关系。30 日 18 时(图 7d),两个新的对流系统形成于青藏高原以东,700 hPa 上出现了浅薄的低压涡旋,气旋性风场突然增强,正涡度分布一直到 500 hPa 仍然存在,西南涡初现。对应的降水系统同时也强烈发展起来(雷达在西南涡源地山区缺少观测资料,但从图 6d 的红外云图上可以看到云顶亮温低于 -70°C 的深厚对流云团)。至 31 日 00 时(图 7e),700 hPa 上西南涡的正涡度分布和雷达回波分布高度一致,两个新的对流系统形成的一条强回波带恰位于西南涡正涡度值在四川盆地的位置,稳定的南风带来的充沛水汽在西南涡的作用下给川南造成了短时强降水,造成此次暴雨中的小时降水极值。从对应时刻的云图(图略)上可以发现,四川盆地内带状的正涡度带南部缺少的回波区域,正好对应了该对流系统的全貌,一个直径在 200 km 以上的深厚对流云团。31 日 06 时

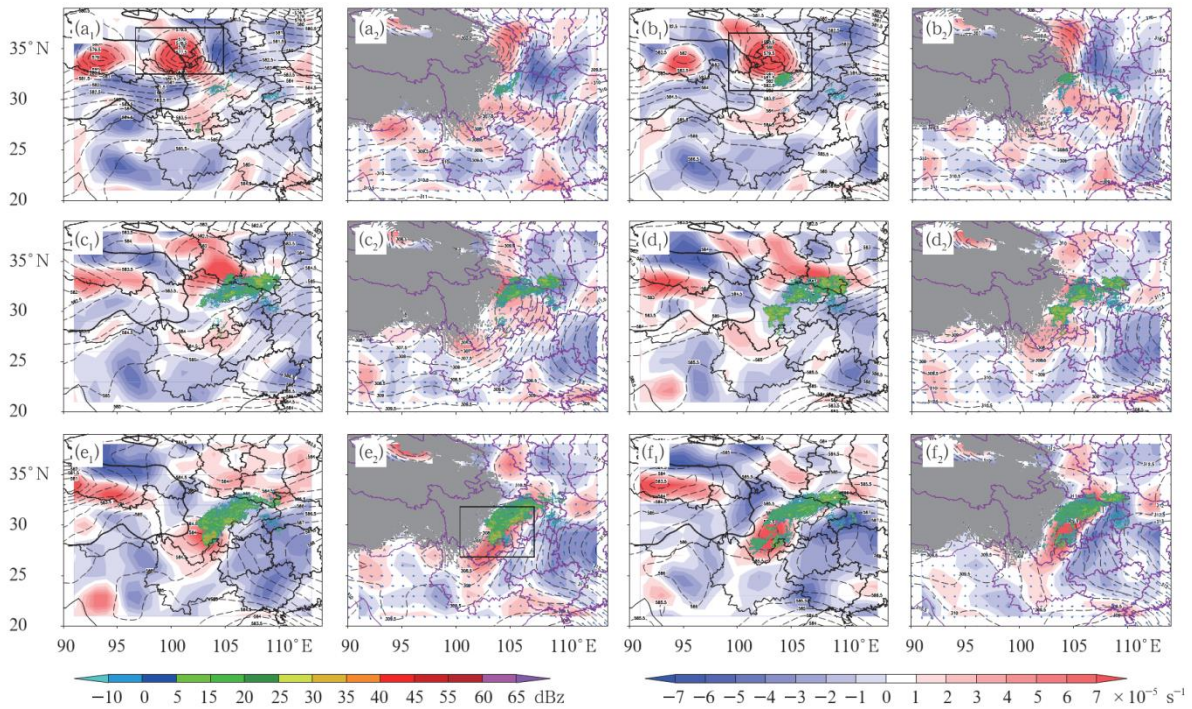


图7 (a₁) 2009年7月30日00时500 hPa等位势高度(dagpm)和相对涡度并叠加雷达组网在6 km高度的反射率因子(黑色粗实线为2 km海拔高度地形轮廓, 方框分别表示高原涡和西南涡最强时的位置)(a₂) 同时刻700 hPa等位势高度(dagpm)和相对涡度并叠加3 km高度

雷达组网反射率因子(灰色区为700 hPa以下的地形);(b₁)(b₂)同上,但是为30日06时;(c₁)(c₂)同上,但是为30日12时;(d₁)(d₂)同上,但是为30日18时;(e₁)(e₂)同上,但是为31日00时;(f₁)(f₂)同上,但是为31日06时
Fig. 7 Analyses at 00:00 UTC 30 July 2009 for (a₁) 500 hPa (height, dagpm, dashed line, relative vorticity, light shaded; mosaic reflectivity at 6 km, color shaded; 2 km topography, solid line), (a₂) 700 hPa (heights, dagpm, dashed line; relative vorticity, light shaded; mosaic reflectivity at 3 km, color shaded; 700 hPa topography, grey shaded); (b₁), (b₂) as in (a₁), (a₂) but for 06:00 UTC 30; (c₁), (c₂) as in (a₁), (a₂) but for 12:00 UTC 30; (d₁), (d₂) as in (a₁), (a₂) but for 18:00 UTC 30; (e₁), (e₂) as in (a₁), (a₂) but for 00:00 UTC 31; (f₁), (f₂) as in (a₁), (a₂) but for 06:00 UTC 31 2009

(图7f),降水系统随着西南涡向盆地东北部移动的同时趋于减弱,但整体依然有非常一致的空间相关。

两涡和降水回波在等压面上的匹配不同,从涡度和反射率的垂直剖面上来看,两涡延展的深度不同,对应降水系统的垂直高度亦有所区别。图8a和b分别是高原涡和西南涡最强盛时相对涡度和降水回波的剖面,但高原涡对应的降水系统位于涡的南侧,图8a中反射率为31°N剖面。高原涡最强时,在100°E,500 hPa层上有一极强的涡度中心,但图7a₁、b₁的水平图所示,此时降水回波还很弱,且出现在正涡度的东南侧,回波顶高5 km,没有超过30 dBz的强回波出现。31日06时(图8b),西南涡达到最强,沿31°N,700 hPa存在一个相当深厚的涡,上层延展至500 hPa以上,回波剖面与涡度在垂直方向的分布很一致,说明在垂直和水平方向上,高原涡所对应的降水系统有滞后性,而西南涡对应的降水系统几乎是同步发生的。

从降水系统与西南涡和高原涡在强度和移动速度上的相关可知,强降水主要由发生在西南涡发展阶段的中尺度对流系统的活动造成。如图9所示,从7月30日09时18分到12时18分,高原涡对应的降水系统发展迅速,移动很快,此时高原涡已经移出青藏高原山区,进入消散阶段,但正涡度分布依然存在(图7c₁)。在高原涡移出之后的消散阶段,降水系统在四川盆地北侧大巴山脉附近维持近12 h后消散。与西南涡对应的降水系统的发展基本和西南涡的演变同步,由于西南涡生成后的6 h内在四川盆地南部的源地发展,降水系统也保持在此地没有移动,回波带移动非常缓慢,基本处于静止。如图7和图9所示,31日06时,西南涡发展到最强的阶段,此时回波带沿着山脉走向快速移动,亦即西南涡的移动方向,最终趋于消散。高原涡处于消散阶段而西南涡处于酝酿发展时期,是降水系统剧烈发展强度剧增的时段。在高原涡东移的阶段和西南涡开

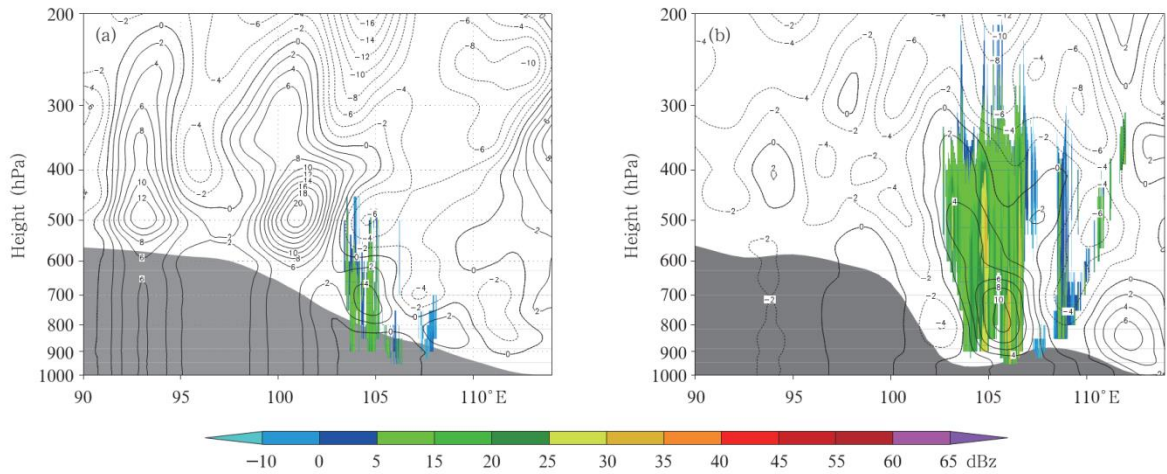


图8 (a)2009年7月30日00时沿34°N的相对涡度(等值线,单位: $10^{-5}s^{-1}$)和沿31°N的反射率因子(填色)剖面, (b)31日06时沿31°N的相对涡度(等值线,单位: $10^{-5}s^{-1}$)和反射率因子(填色)剖面(灰色区为地形)
 Fig.8 (a) Relative vorticity (unit: $10^{-5}s^{-1}$) profile along 34°N and mosaic reflectivity profile along 31°N at 00:00 UTC 30 July 2009, and (b) relative vorticity (unit: $10^{-5}s^{-1}$) and mosaic reflectivity profile along 31°N at 06:00 UTC 31 July 2009 (grey shaded area shows the topography)

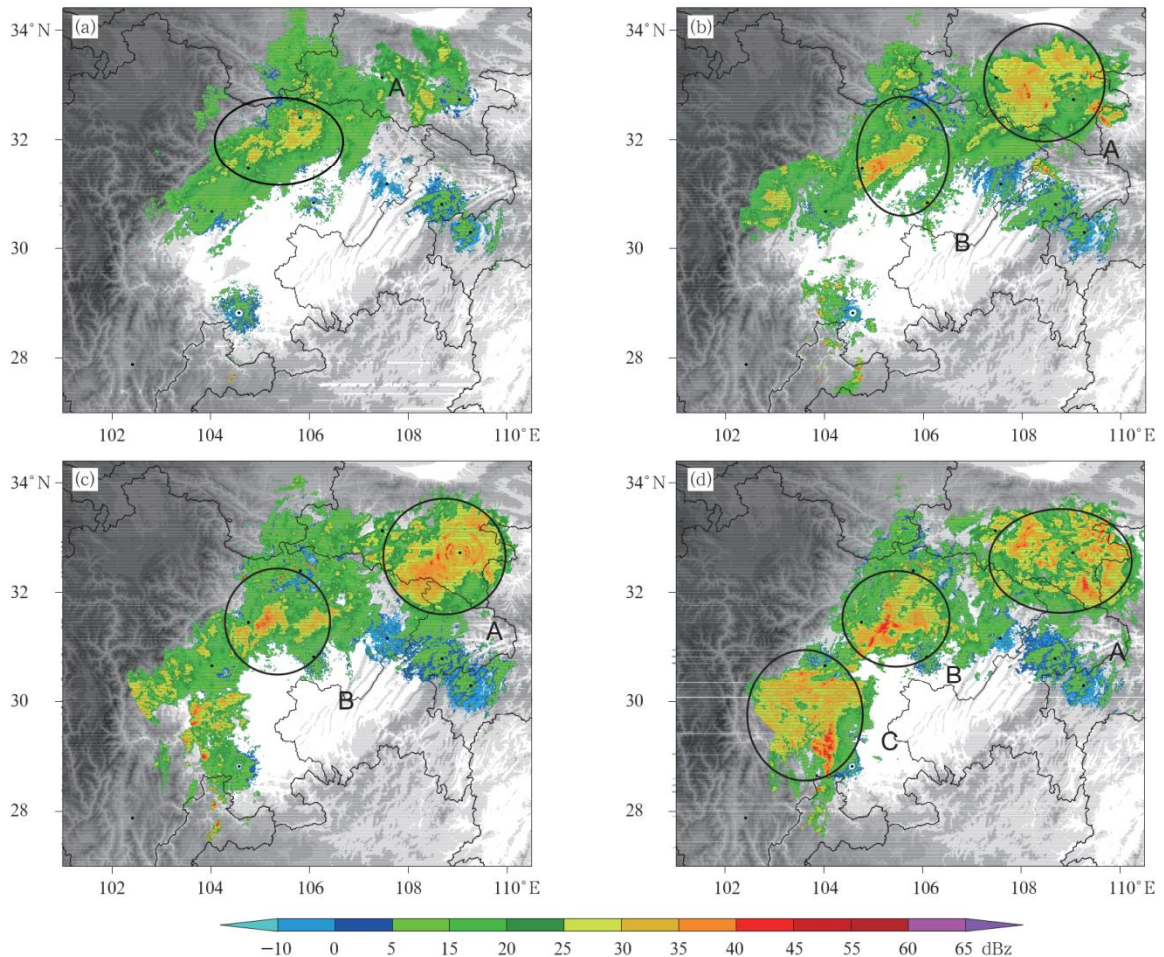


图9 2009年7月30日09时18分—31日06时18分每3h四川盆地雷达组网拼图的综合反射率因子
 Fig.9 Combined reflectivity images of mosaic in the Sichuan Basin in the 3-hour interval from 09:18 UTC 30 to 06:18 UTC 31 July 2009

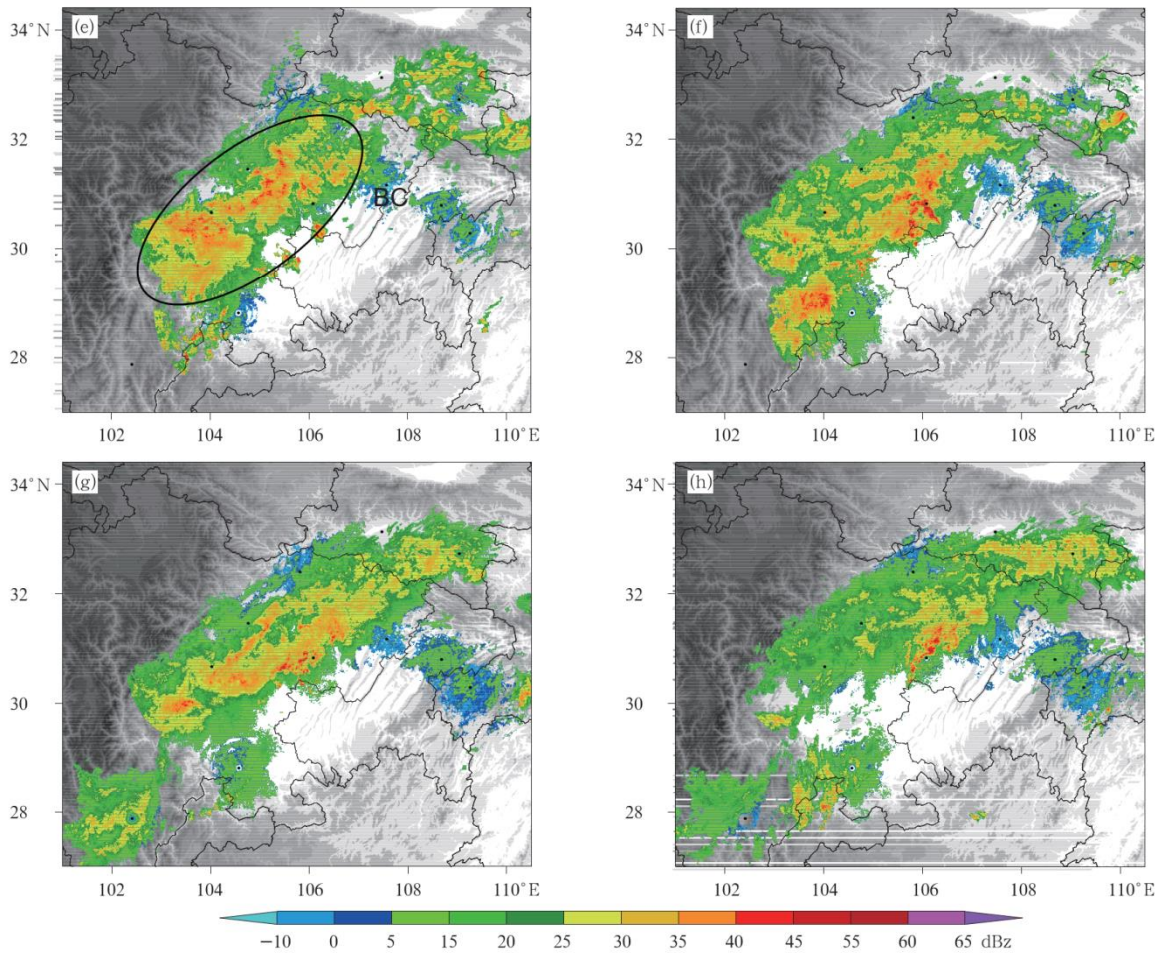


图 9 续
Fig.9 Continued

始向北移动的时段,降水系统也随之迅速移动。在西南涡的发展阶段,降水回波基本保持静止,在局地产生较强降水。

4.2 强降水的回波演变

前述给出了强降水回波和对应的天气系统之间不同层次、空间位置、强度、时间和移动速度的关系,下面分析此次降水过程的回波演变,给出回波水平结构的变化特征。2009年7月30日凌晨,有小团的对流云移向四川盆地,在移动过程中不断发展,到达四川盆地时已经成为β中尺度的对流系统(如图9),在四川盆地西北角形成第一个中尺度对流系统,记为A系统。四川盆地内整体为层云-对流云混合降水回波,并随高原涡向东北方向移动,四川盆地北侧为大巴山脉,在接下来的8h内,对流系统原地维持,直至19时衰减消散。

在A系统东移的同时,有一条新的回波从青藏高原上移入四川盆地,经过陡峭的海拔落差后在成

都附近剧烈发展,形成了一个新的对流单体,记为B系统,在局地维持4h后,12时12分,南侧大凉山上移出一对流云团,下山过程与B系统类似,在17时18分,形成一个直径约120km的α中尺度对流系统,记做C系统。事实上,对照此时的红外云图(图6e),可知C系统是一个更大尺度其中心位于四川盆地南侧山区的深厚对流系统的一部分。对照18时天气图(图7d₂),700hPa上的西南涡正处于强烈发展阶段,而高原涡早在B系统形成之初,已于12时衰亡消散。

至30日18时18分,A系统逐渐消散,B和C在四川盆地内气旋式气流的牵引下沿着山体走向朝东北方向极为缓慢地移动,在这一过程中二者逐渐打通,成为一条纵横整个盆地的东北-西南走向的强回波带,回波带中有很强的对流降水单体,边缘为絮状层云降水,整体依然是混合型降水回波。回波带从30日20时到31日03时处于准静止状态,从累计

小时降水量可知,此时段的降水贡献最大,降水中心处于四川中南部。在局地盘踞长达7 h后,该回波带开始向东北方向快速移动,在7 h后移出四川盆地消失殆尽(图略)。同时,在回波带迅速移动之际,西南涡也在向东北方向移动的过程中逐渐消失。

4.3 降水回波的垂直结构及其与地形的关系

中尺度对流系统 A 随着高原涡东移至大巴山脉,图 10a、b 分别给出了在 30 日 07 时 52 分,正要移出青藏高原的 A 系统的测雨雷达反射率因子和

17 时 18 分已经位于大巴山脉附近的 A 系统的组网雷达组合反射率因子。由于 08 时汉中雷达缺测,使用测雨雷达数据分析此时对流结构。对比 08 时的云图发现,此时系统移动非常迅速,在 8 min 内移过约 70 km。沿着图 10a 中 AA' 做垂直剖面(图 10c),可以看到 5 km 高度有明显的亮带,回波顶高约为 10 km。图 10b 中, A 系统下垫面为复杂的中小尺度地形,沿着图中 AA'' 做剖面(图 10d)可见,平均海拔高度为 1.5—2 km 的大巴山脉提供了不同于四

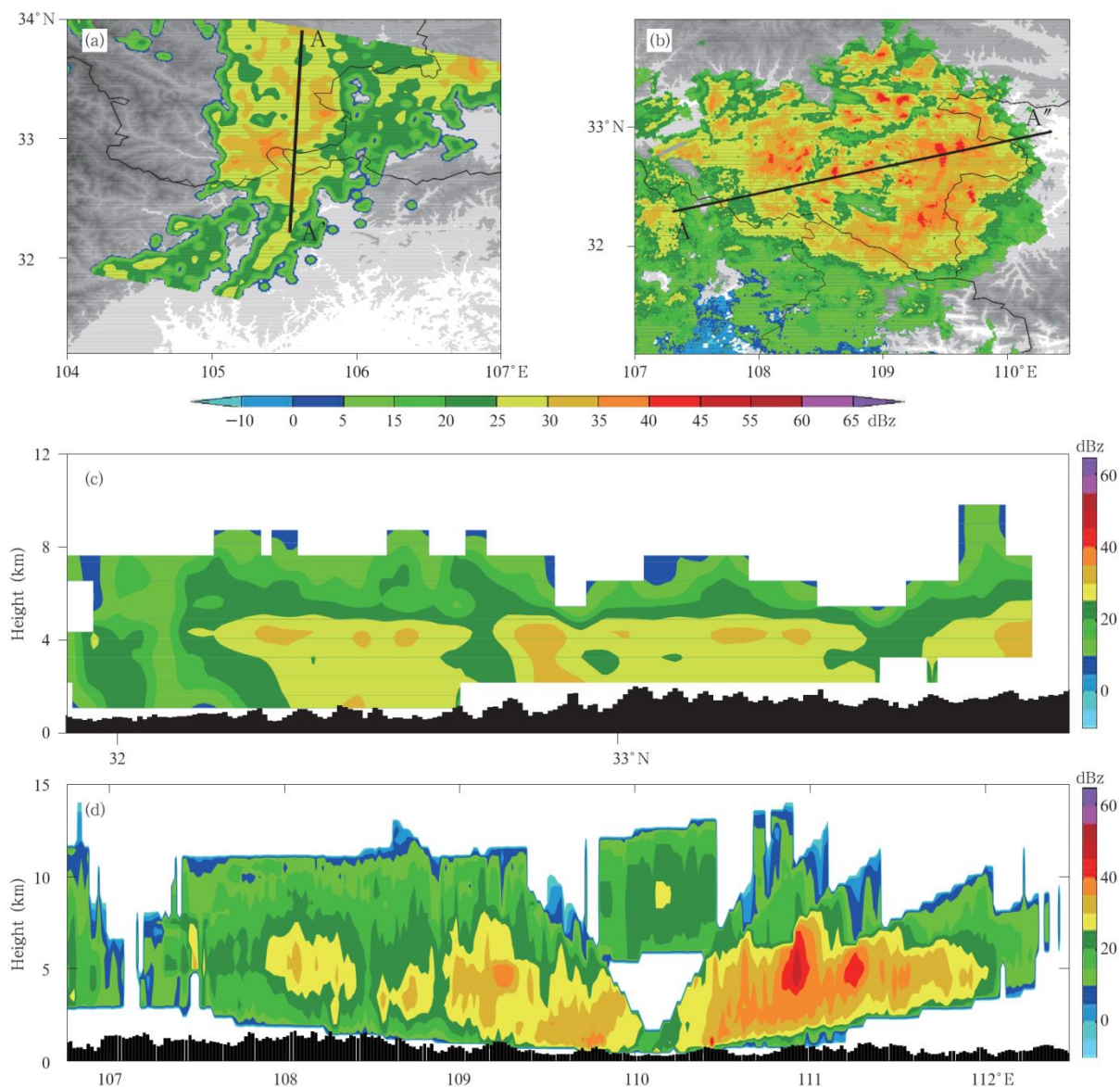


图 10 (a)7月30日07时52分 TRMM 测雨雷达在 5 km 高度的反射率因子;(b)7月30日17时18分组网雷达的组合反射率因子;(c)沿 a 中 AA' 的反射率垂直剖面;(d)沿 b 中 AA'' 的反射率垂直剖面

Fig. 10 (a) TRMM PR reflectivity of 5 km at 07:52 UTC 30 July; (b) mosaic combined reflectivity at 17:18 UTC 30 July; (c) reflectivity profile along AA' in (a); and (d) reflectivity profile along AA'' in (b)

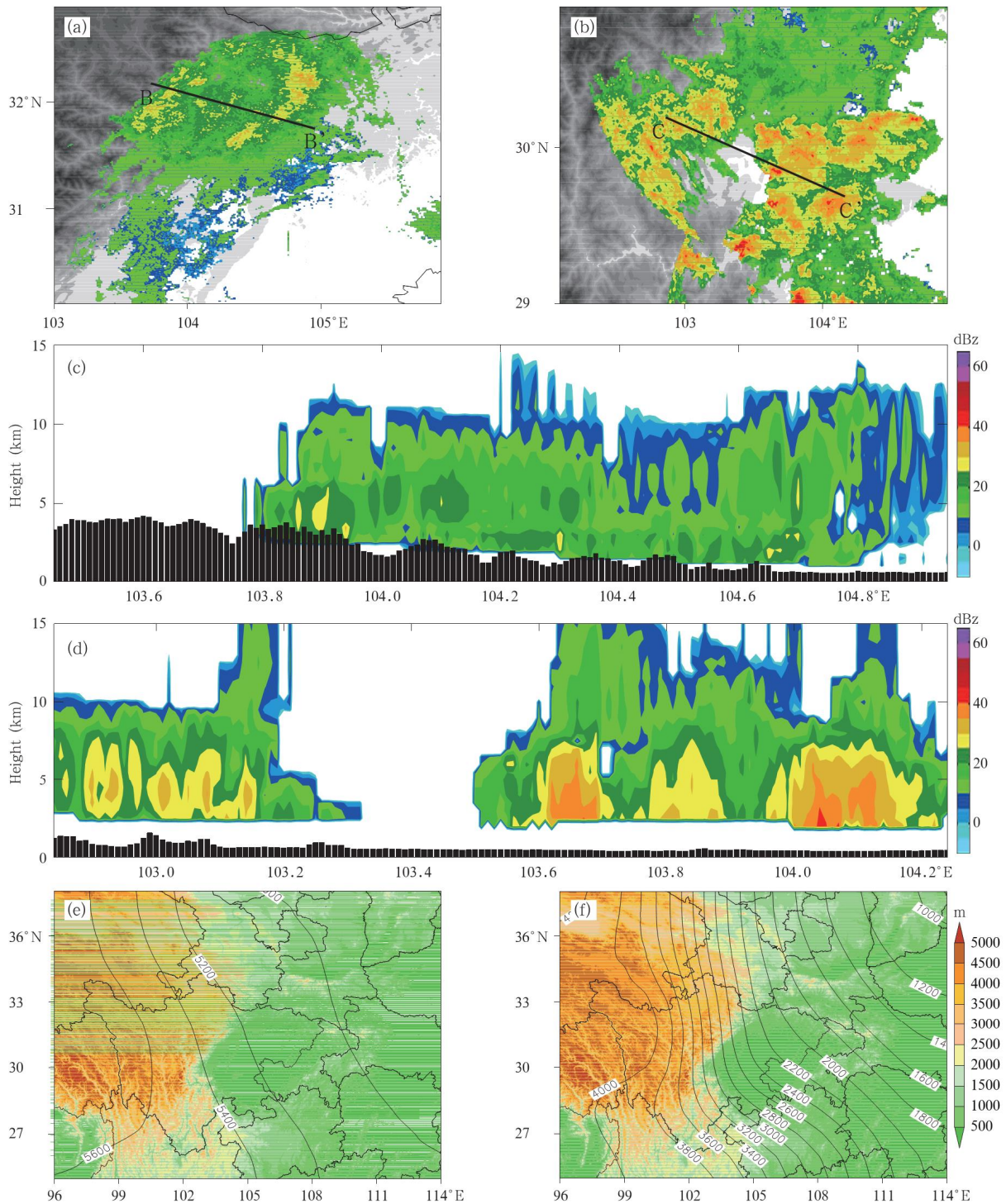


图 11 (a) 7 月 30 日 06 时 18 分对流系统 B 的组网雷达组合反射率因子; (b) 16 时 06 分对流系统 C 的雷达组合反射率因子; (c) 沿(a)中 BB 的雷达反射率剖面; (d) 沿(b)中 CC 的雷达反射率剖面; (e) 1998—2008 年统计平均的西南地区 7 月平均 0°C 层高度; (f) 同(e), 但为 1 月 0°C 层高度分布

Fig. 11 (a) Combined mosaic reflectivity images of B MCS at 06:18 UTC 30 July; (b) C MCS at 16:18 UTC 30 July; (c) reflectivity profile along BB in (a); (d) reflectivity profile along CC in (b); (e) the mean 0°C layer heights of July in southern China according to the sounding data from 1998 to 2008; and (f) as in (e) but of January

川盆地内平坦的地表条件,对 A 系统整体有抬升作用,使得 A 系统的回波核高度平均高出 B 和 C 系统 2 km,最强回波值在 7 km 高度上下,30 dBz 的回波顶高为 12 km。另外,在这一时期,A 系统发展达到成熟旺盛期,对流更强,云内强烈的上升运动使 0℃ 层高度被抬升到 6 km 甚至更高(图 10d)。由于雷达观测的静锥区和盲区,导致雷达站上空出现一个明显的锥形空白区域,但从连续经过雷达站的反射率因子垂直剖面(图略)可知,对流系统 A 的云底高度接近山脉高度,被抬升的 0℃ 层或者贯穿对流层的强回波可以用来追踪对流单体的变化。动态来看,A 系统后部不断新生的对流单体次第向前,代替前方不断消亡的单体,整体向东移动,可分辨的对流单体的生命周期约为 12 min 甚至更长,但不超过 30 min。

中尺度对流系统 B 和 C 的一部分在青藏高原上生成后东移进入四川盆地,图 11a 给出系统 B 在生成初期从青藏高原移入四川盆地的过程,图 11b 给出系统 C 从青藏高原上移下来的部分和四川盆地内原有的对流系统融合的过程。中尺度对流系统 B 从 103°E 至 104°E 经历了 3 km 的巨大海拔落差,已经在山体上发展起来的对流云团在移入四川盆地的过程中,云体下部失去山体依托,掉入平均海拔不足 500 m 的盆地后,云团出现了明显的分层现象,云体在垂直方向有两个较强回波中心,这种两层结构同时也出现在对流系统 C 移入四川盆地的过程中(图 11c、d)。为了初步解释这种分层现象,利用 1998—2008 年西南地区的每日探空数据进行统计,对温度和高度插值得到的 0℃ 层高度做月平均,给出四川盆地 7 月和 1 月的气候平均的 0℃ 层高度分布(图 11e、f),可知,1 月,0℃ 层高度从青藏高原到四川盆地变化比较剧烈,而 7 月,0℃ 层高度在四川盆地内约为 5200 m,与青藏高原上 5400 m 的平均 0℃ 层高度相差无几,所以云团在东移过程中 0℃ 层高度更大程度上依赖于海拔高度而非距地高度。当 0℃ 层基本维持不变,云体位于亮带层以下的部分融化为液相,变为暖云,而亮带层及以上的部分依然为冰水混合相或者冰相,这可能是造成分层结构的主要原因,也解释了为什么移出山地前为弱的层云降水回波在落入四川盆地后会更多出现分层结构,而

个别在移出前已经较强的回波单体移出后没有分层。

5 结论与讨论

对 2009 年 7 月 30—31 日四川盆地大暴雨的雷达回波演变及其与天气系统的关系进行了分析研究,主要结论如下:

(1) 雷达三维组网在西南地区具有可用性,可以覆盖到四川盆地内的绝大部分区域。从 TRMM 测雨雷达对比地基组网雷达的结果,可以发现二者非常一致,都能反映出对流系统的水平和垂直结构。另外,测雨雷达还能在高原和山区等受到地物遮挡的区域对雷达组网结果做出补充,更全面地了解降水系统的发展演变。但是限于卫星扫过的时间和面积,测雨雷达只能得到少数时次和部分区域的数据,雷达资料依然是分析的主要工具。

(2) 副高西伸后稳定的西南气流是丰沛水汽的通道,降水落区的低层正涡度、水汽辐合上升和高层负涡度、水汽辐散相配合,是触发暴雨的有利条件。

(3) 从雷达拼图的组合反射率因子和天气系统演变的配置来看,导致四川盆地此次大暴雨有 3 个中尺度对流系统,高原涡对应的对流系统发展在时间上有滞后性,出现在涡的东南侧位置。高原涡对应的降水系统在涡移出青藏高原的 6 h 内发展迅速,移动很快。西南涡对应的对流系统在时间和空间的变化都和涡高度一致,在涡发展成熟时期基本静止,局地发展,当西南涡开始衰亡消散向东北方向移动时开始迅速随涡移动并减弱。强降水主要是由西南涡对应的中尺度对流系统活动造成的。

(4) 第 1 个中尺度对流系统在移动过程中,下垫面为一系列中小尺度山脉,地形抬高了对流云体的回波核和回波顶高。第 2 和第 3 个中尺度对流系统在初期移出青藏高原时,云团在垂直结构上呈现出明显的分层现象,这是由于青藏高原和四川盆地的 0℃ 层高度在夏季相差无几,高原上的冷云坠入盆地后,0℃ 层以下的部分融化为暖云,最终表现为混合相有亮带的云体。

另外,由于缺少与雷达资料精度匹配的高分辨率分析场,很难从动力、热力的角度分析以上降水系统结构和演变的规律机理,对于高原涡和西南涡如何耦合相互影响,降水系统在两涡对应位置是如何

发展起来并在四川盆地南部持续停留造成强降水,以及对流云团从青藏高原进入四川盆地的过程中,云中发生了哪些微物理过程,还需要用数值模拟的结果进一步探索研究。

致谢:感谢倪允琪老师和俞小鼎教授对本文的指导帮助。

参考文献

- 陈伯民,钱正安,张立盛. 1996. 夏季青藏高原低涡形成和发展的数值模拟. 大气科学, 20(4): 491-502
- 陈忠明,闵文彬,崔春光. 2004a. 西南低涡研究的一些新进展. 高原气象, 23(S1): 1-5
- 陈忠明,闵文彬,缪强等. 2004b. 高原涡与西南涡耦合作用的个例诊断. 高原气象, 23(1): 75-80
- 傅云飞,宇如聪,徐幼平等. 2003. TRMM 测雨雷达和微波成像仪对两个中尺度特大暴雨降水结构的观测分析研究. 气象学报, 61(4): 421-431
- 傅云飞,刘奇,自勇等. 2008. 基于 TRMM 卫星探测的夏季青藏高原降水和潜热分析. 高原山地气象研究, 28(1): 8-18
- 何会中,程明虎,周康军等. 2002. TRMM/PR 与香港雷达资料对比分析. 气象, 28(10): 32-36
- 高文良,郁淑华. 2007. 高原低涡东移出高原的平均环流场分析. 高原气象, 26(1): 206-212
- 郭绵钊. 1986. 夏季青藏高原低涡东移的初步普查. 高原气象, 5(2): 184-188
- 李德俊,李跃清,柳草等. 2010. 基于 TRMM 卫星探测对宜宾夏季两次暴雨过程的比较分析. 气象学报, 68(4): 559-568
- 刘富明,濮梅娟. 1986. 东移的青藏高原低涡的研究. 高原气象, 5(2): 125-134
- 刘富明,杜文杰. 1987. 触发四川盆地暴雨的高原涡的形成和东移 // 夏半年青藏高原对我国天气的影响. 北京: 科学出版社, 123-134
- 刘黎平. 2002. 热带测雨卫星的星载雷达和地基雷达探测云回波强度及结构误差的模拟分析. 气象学报, 60(5): 568-574
- 刘鹏,傅云飞. 2010. 利用星载测雨雷达探测结果对夏季中国南方对流和层云降水气候特征的分析. 大气科学, 34(4): 802-814
- 罗四维. 1989. 有关青藏高原天气和环流研究工作的回顾. 高原气象, 8(2): 121-126
- 罗四维,杨洋. 1992. 一次青藏高原夏季低涡的数值模拟研究. 高原气象, 11(1): 39-48
- 罗四维,何梅兰,刘晓东. 1993. 关于夏季青藏高原低涡的研究. 中国科学(B辑), 23(7): 778-784
- 钱正安,焦彦军. 1997. 青藏高原气象学的研究进展和问题. 地球科学进展, 12(3): 207-216
- 宋雯雯,李国平. 2011. 一次高原低涡过程的数值模拟与结构特征分析. 高原气象, 30(2): 267-276
- 孙虎林,罗亚丽,张人禾等. 2011. 2009年6月3—4日黄淮地区强飊线成熟阶段特征分析. 大气科学, 35(1): 105-120
- 谭振. 2011. 台风雷达三维组网产品显示技术研究[D]. 南京: 南京信息工程大学
- 陶诗言等. 1980. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 225pp
- 王成刚,葛文忠,魏鸣. 2003. TRMM PR 雷达与阜阳雷达降水资料的对比研究. 遥感学报, 7(4): 332-336
- 肖艳姣. 2007. 新一代天气雷达三维组网技术及其应用研究[D]. 南京: 南京信息工程大学
- 杨吉,刘黎平,李国平等. 2012. 基于雷达回波拼图资料的风暴单体和中尺度对流系统识别、跟踪及预报技术. 气象学报, 70(6): 1347-1355
- 杨伟愚,叶笃正,吴国雄. 1990. 夏季青藏高原气象学若干问题的研究. 中国科学(B辑), 20(10): 1100-1111
- 郁淑华,高文良. 2008. 青藏高原低涡移出高原的大尺度条件. 高原气象, 27(6): 1276-1287
- 袁铁,郗秀书. 2010. 基于 TRMM 卫星对一次华南飊线的闪电活动及其与降水结构的关系研究. 大气科学, 34(1): 58-70
- 赵玉春,王叶红. 2010. 高原涡诱生西南涡特大暴雨成因的个例研究. 高原气象, 29(4): 819-831
- 周春花,顾清源,何光碧. 2009. 高原涡与西南涡相互作用暴雨天气过程的诊断分析. 气象科技, 37(5): 538-544
- Xiang S Y, Li Y Q, Li D, et al. 2013. An analysis of heavy precipitation caused by a retracing plateau vortex based on TRMM data. Meteor Atmos Phys, 122(1-2): 1-13