

宋雯雯, 李国平, 唐钱奎. 2012. 加热和水汽对两例高原低涡影响的数值试验 [J]. 大气科学, 36 (1): 117 - 129. Song Wenwen, Li Guoping, Tang Qiankui. 2012. Numerical simulation of the effect of heating and water vapor on two cases of plateau vortex [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (1): 117 - 129.

加热和水汽对两例高原低涡影响的数值试验

宋雯雯^{1,2} 李国平^{1,2} 唐钱奎³

1 成都信息工程学院大气科学学院, 高原大气与环境四川省重点实验室, 成都 610225

2 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

3 成都市气象局, 成都 610071

摘 要 利用卫星黑体亮度温度 (TBB) 资料、NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料以及中尺度非静力平衡模式 MM5, 对 2005 年 7 月 28~29 日和 2009 年 7 月 29~31 日两次高原低涡过程进行了控制试验以及绝热、无地表感热、地表感热加倍、无蒸发效应、无凝结潜热、无水汽等六组敏感性试验, 着重讨论了 2005 年 7 月 28~29 日高原低涡发生、发展及结构特征演变。结果表明: 控制试验模拟出的 500 hPa 低涡中心位置和低涡结构与实况基本吻合。绝热条件对低涡形成、发展及结构变化的影响最为显著; 凝结潜热、水汽对低涡的形成不具有决定性影响, 但对低涡的维持以及结构特征演变起关键作用; 地表蒸发潜热对低涡的发展有一定影响, 无地表蒸发潜热使低涡的强度略有减弱; 地表感热对低涡的影响因个例不同而有所差异, 并且在低涡的不同发展阶段也不尽相同, 另外还与低涡发展阶段是在白天还是夜晚有关。

关键词 高原低涡 数值试验 加热 水汽 结构 影响

文章编号 1006-9895 (2012) 01-0117-13

中图分类号 P435

文献标识码 A

Numerical Simulation of the Effect of Heating and Water Vapor on Two Cases of Plateau Vortex

SONG Wenwen^{1,2}, LI Guoping^{1,2}, and TANG Qiankui³

1 College of Atmospheric Sciences and Key Laboratory of Plateau Atmosphere & Environment of Sichuan Province, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

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

3 Chengdu Meteorological Bureau, Chengdu 610071

Abstract By using the satellite Temperature of Brightness Blackbody (TBB) data, NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ reanalysis data, and nonhydrostatic mesoscale numerical model MM5, control experiment and six sensitivity experiments which are adiabatic, no surface sensible heating, double surface sensible heating, no evaporation effect, no latent heat of condensation, and no water vapor, are performed for two cases of plateau vortex occurring during 28 - 29 July 2005 and 29 - 31 July 2009, and the happening, development, and structure change of the plateau vortex during 28 - 29 July 2005 are mainly discussed. The results show that the vortex center and the vortex structure at 500 hPa simulated in the control experiment are the same as actuality. The adiabatic conditions affect the formation, development and

收稿日期 2010-11-25, 2011-09-19 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40875023, 财政部、科技部公益性行业 (气象) 科研专项 GYHY201006014, 灾害天气国家重点实验室开放课题重点项目 2009LASW-A01

作者简介 宋雯雯, 女, 1986 年出生, 硕士, 主要从事天气动力学和中尺度数值模拟研究。E-mail: songww8682@sina.com

structure change of the vortex most remarkably. The latent heat of condensation and the water vapor do not play decisive roles in formation of the vortex, but play key roles in vortex maintenance and structure characteristics evolution. Surface latent heat has some effect on the development of the vortex, and no surface latent heat slightly decreases the strength of the vortex. The effect of surface sensible heat on the vortex is different for different cases, and depends on the developing stage of the vortex, and also that the developing stage is daytime or night.

Key words plateau vortex, numerical simulation, heating, water vapor, structure characteristics, effect

1 引言

高原低涡是夏季高原 500 hPa 上的主要降水系统之一,它一般在高原上生消,但在有利的环流形势配合下也可东移,影响高原邻近地区的降水(钱正安等,1984)。对高原低涡及其数值试验已有不少研究(罗四维等,1991;丁治英等,1994;李国平等,2002;李国平和徐琪,2005;黄楚惠和李国平,2009;屠妮妮和何光碧,2010)。乔全明和张雅高(1994)指出盛夏时高原低涡的云型与海洋上热带气旋非常类似,螺旋结构十分明显。李国平和蒋静(2000)利用相平面分析法,得到两类有意义的孤立波解,并且重点分析了一类具有间断点的奇异孤立波解的特征,从理论上论证了高原低涡具有的涡眼(或称之为空心)和暖心结构。在高原低涡的数值模拟中,丁治英和吕君宁(1990)利用原始方程模式模拟了一次高原低涡东移过程,发现非绝热因子只影响高原低涡的强度,其中辐射加热对高原低涡强度影响最大。罗四维和杨洋(1992)利用中尺度模式 MM4 对一次高原低涡的生成发展过程进行了数值模拟研究,指出这次低涡主要由非绝热过程引起的,而动力过程是次要的;在非绝热过程中,地表感热通量的贡献最大。陈伯民和钱正安(1995)利用一有限区域模式,通过综合订正初始风场和相对湿度场,改进模式的物理过程,对低涡降水过程进行了模拟,结果表明改进后模式可明显改善高原地区的降水预报。陈伯民等(1996)利用一有限区域模式对三例高原低涡过程设计了 10 组试验方案,指出高原低涡是强烈依赖于青藏高原地形,同时又受层结稳定度、地面热通量和凝结潜热控制的局地性低压涡旋。Dell'osso and Chen (1986)、Shen et al. (1986a) 的模式试验都显示了潜热对低涡发展的重要性。Wang (1987) 利用 GFDL 中尺度有限区域模式研究了 1979 年夏季造成暴雨的 2 个暖性高原低涡个例,以及低涡发展的

垂直结构特征和成熟阶段有利于低涡东移的环流条件,提出了青藏高原暖性低涡发展的一种机制。Chang et al. (1998) 用数值模式模拟了边界层和非绝热加热对移出青藏高原后迅速发展的低涡的作用。但已有的对高原低涡的数值试验主要集中在低涡形成和发展的条件,对低涡内部特殊结构(涡眼等)还没有较仔细的研究,并且所选个例年代较久远,所用模式也有较大局限性。

本文利用美国宾夕法尼亚州立大学 (PSU) 和美国国家大气研究中心 (NCAR) 联合开发的中尺度非静力平衡模式 MM5,在模式原有控制试验的基础上,设计了 6 组敏感性试验,通过对比控制试验与敏感性试验的差异,对 2005 年 7 月 28~29 日(以下简称个例 1)和 2009 年 7 月 29~31 日(以下简称个例 2)的两次高原低涡过程进行研究,着重讨论了 2005 年 7 月 28~29 日高原低涡的发生、发展以及结构特征演变。

2 天气过程和黑体亮度温度资料分析

2.1 个例 1

2005 年 7 月 28 日 18 时(协调世界时,下同),500 hPa 上在 89°E 和 35°N 处高度场已有一闭合的低值中心,在低值区出现了南风 and 西北风的弱切变,随后低涡开始发展。29 日 00 时,低值中心移到 90°E 和 35°N,低值区等高线已不闭合,成为一低槽。此低涡过程生命史较短,在高原上生消,系统浅薄,在低涡发展过程中并未出现降水。

由 FY-2C 气象卫星反演得到的 1 小时间隔的黑体亮度温度(简称 TBB)资料分析可知(图 1),28 日 21 时,高原低涡对流云团发展强烈;22 时,对流云团继续发展,云带呈现一定的螺旋状结构;23 时,低涡中心出现了一个少云区,即涡心出现了与热带气旋类低涡类似的涡眼结构;29 日 02 时,涡眼结构和云带螺旋结构减弱消失。

2.2 个例 2

2009 年 7 月 29 日 00 时,在高原西部改则地区

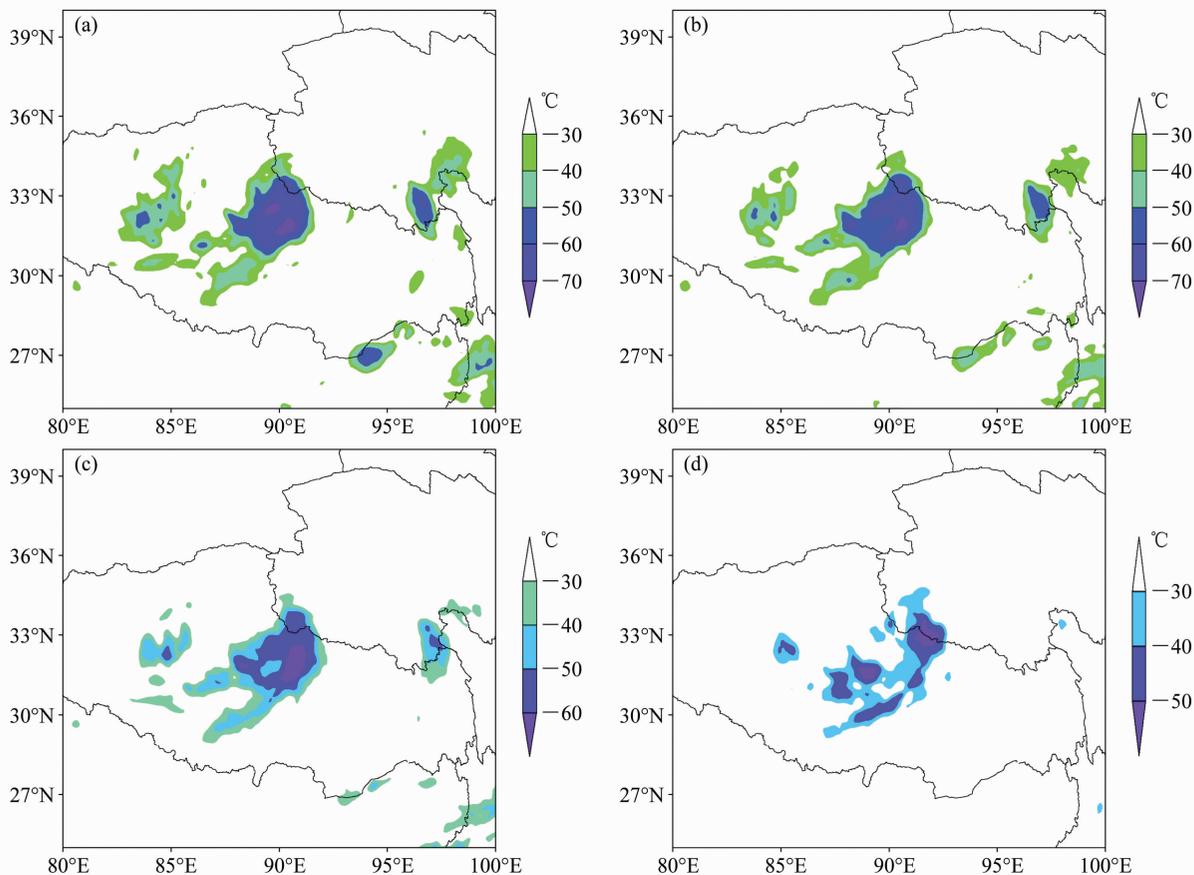


图1 2005年7月28~29日FY-2C TBB的空间分布(单位: $^{\circ}\text{C}$): (a) 28日21时; (b) 28日22时; (c) 28日23时; (d) 29日02时
Fig. 1 Space distribution of FY-2C TBB (Temperature of Brightness Blackbody) from 28 to 29 Jul 2005 (units: $^{\circ}\text{C}$): (a) 2100 UTC on 28 Jul; (b) 2200 UTC on 28 Jul; (c) 2300 UTC on 28 Jul; (d) 0200 UTC on 29 Jul

附近有一高原低涡生成。随后,高原低涡东移,29日12时,低涡东移至高原中部。30日00时,低涡移出高原。31日00时,低涡转变为一浅槽。此低涡生命史较长,东移出高原后造成四川盆地暴雨过程。

由TBB资料分析可知(图略),29日10时,在高原上已有明显的对流云团出现,12时,对流云团呈现螺旋状结构,而云团中心有一个无云区,即低涡中心出现涡眼(空心)结构;13时,涡眼范围变大,云带的螺旋结构减弱;18时,对流云团向东发展,涡眼结构消失。

3 试验方案设计

利用中尺度气象模式MM5对两次高原低涡过程进行数值模拟。个例1模拟采用双向二重嵌套,模式区域中心位置为(35°N , 90°E),母区域格点数为 100×100 ,水平分辨率为30 km,子区域格点数为

为 145×145 ,水平分辨率为10 km。模式垂直方向为不等距20层,顶层气压为100 hPa。模式中采用的物理过程方案有:简单冰显示方案、Grell积云对流参数化方案、Eta边界层方案、CCM2辐射方案。内外两个模拟区域采用的方案完全相同。模式使用NCEP每6小时一次的 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 再分析资料作为初始场及侧边界条件。模拟的初始时刻为2005年7月28日12时,共积分24小时。

个例2模式区域中心位置为(35°N , 92°E),也是采取双重嵌套的高分辨率网格区域,母区域水平分辨率为30 km,有 160×160 个格点,子区域水平分辨率为10 km,有 250×250 个格点。模式采用的物理过程方案同个例1。模拟的初始时刻为2009年7月29日00时,共积分67小时。文中主要针对个例2从初生到刚移出高原这一阶段进行分析。

本文着重分析母区域的结果。为了进一步探讨非绝热加热以及水汽等对高原低涡形成发展以及结

构演变特征的作用,设计了以下数值试验方案。

试验 1 (控制试验): 模式中包含所有物理过程,反映了模式对此高原低涡的模拟能力。此后的试验都是以控制试验为基础,改变某一部分并与它做对比。

试验 2 (绝热): 模拟过程中是绝热的,即不考虑非绝热加热的作用,其余同试验 1。

试验 3 (无地面感热): 不考虑模式中的地面感热通量,其余同试验 1。

试验 4 (地面感热加倍): 将模式中的地面感热通量加倍,其余同试验 1。

试验 5 (无蒸发效应): 除去试验 1 中的地面潜热通量,其余不变。

试验 6 (无凝结潜热): 不考虑模式中的凝结潜热的作用,其余同试验 1。

试验 7 (无水汽): 模拟过程中不考虑水汽的作用,其余同试验 1。

各模拟试验方案总结如表 1 所示。

表 1 模拟试验方案总结

Table 1 Summary of simulation experiment scheme

试验序号	试验方案	水汽	地面感热	蒸发	凝结潜热
1	控制试验	有	有	有	有
2	绝热	无	无	无	无
3	无地面感热	有	无	有	有
4	地面感热加倍	有	增大 2 倍	有	有
5	无蒸发效应	有	有	无	有
6	无凝结潜热	有	有	有	无
7	无水汽	无	有	无	无

4 试验结果分析

4.1 控制试验

从控制试验模拟的个例 1 中 7 月 29 日 00 时 500 hPa 流场与实况流场的对比图(图 2)可以看出,模式成功地模拟出了本次高原低涡,且低涡位置与实况基本吻合,模拟的气旋性环流中心位置也与实况非常接近。

同时,模式对低涡结构的模拟也与实况基本吻合。图 3 为 7 月 29 日 00 时涡度沿 90°E 的经向垂直剖面。从实况中可知,低涡中心有一略向北伸展的正涡度柱,高度伸展到 350 hPa,正涡度柱中心值为 $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。模式较好地模拟出了这个正涡度柱,但高度只伸展到 300 hPa,且中心值达到 $9 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,略大于实况。

对比个例 2 中涡度场(图 4)与流场(图略)的实况与模拟图,发现模式对低涡的形成以及结构特征等都模拟得较好。

从整体上看,控制试验较好地模拟出了两次高原低涡过程,因此可用控制试验结果作为参考,来对比分析控制试验与敏感性试验的差异,进而探讨影响高原低涡结构特征变化的因子。

4.2 绝热条件的影响

为了揭示绝热条件对高原低涡发生发展以及结构特征演变的影响,我们设计了试验 2。此敏感性试验与控制试验的差异可认为是由绝热条件引起的。

个例 1 中,从控制试验模拟的 500 hPa 流场可以看出(图略),7 月 28 日 18 时, (34°N , 88°E) 已

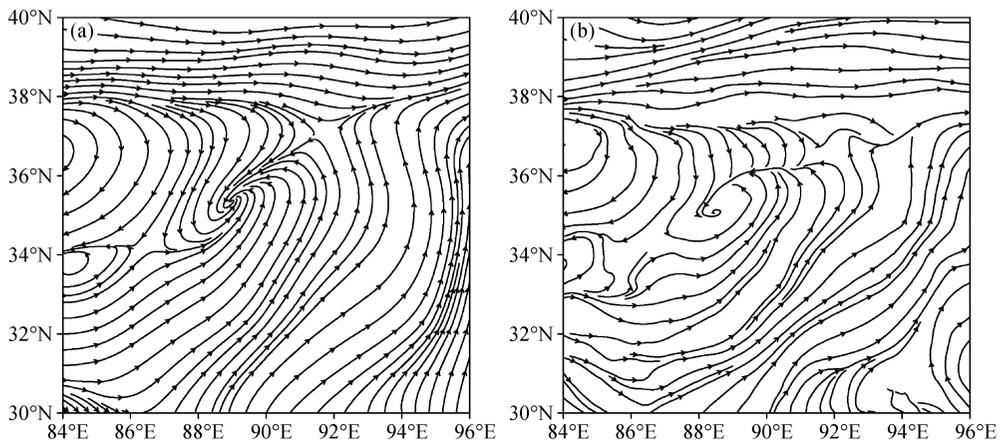


图 2 2005 年 7 月 29 日 00 时 500 hPa 流场: (a) 实况; (b) 模拟

Fig. 2 Flow field at 500 hPa at 0000 UTC 29 Jul 2005; (a) Observation; (b) simulation

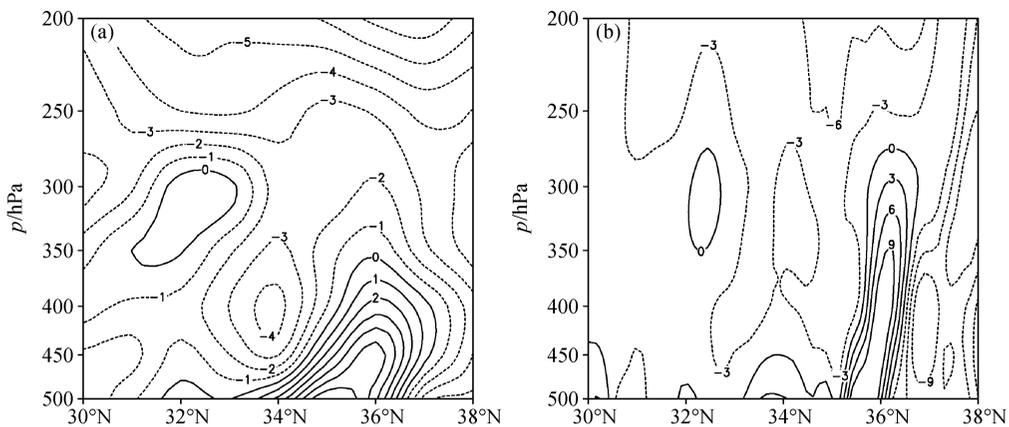


图 3 2005 年 7 月 29 日 00 时沿 90°E 的涡度场垂直剖面 (单位: $10^{-5} s^{-1}$): (a) 实况; (b) 模拟

Fig. 3 Vertical cross section of vorticity field along 90°E at 0000 UTC 29 Jul 2005 (units: $10^{-5} s^{-1}$): (a) Observation; (b) simulation

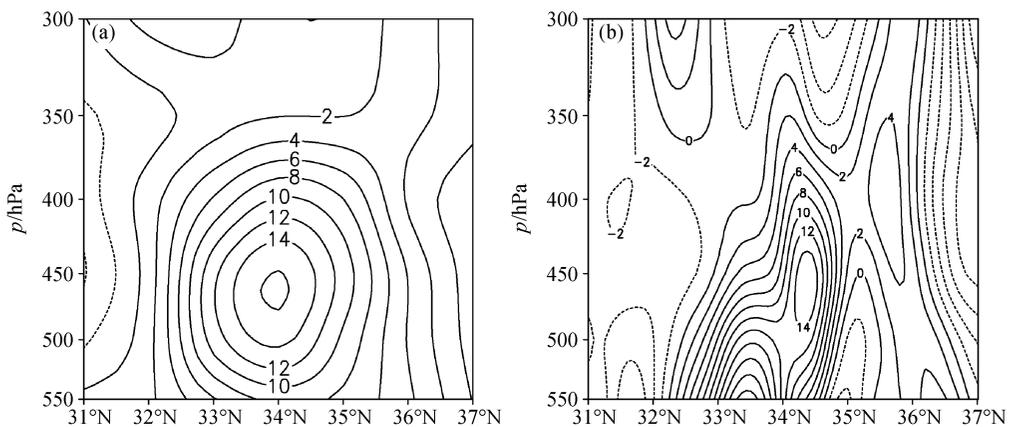


图 4 2009 年 7 月 30 日 00 时沿 102°E 的涡度场垂直剖面, 其余同图 3

Fig. 4 Same as Fig. 3, but for vorticity field along 102°E at 0000 UTC 30 Jul 2009

有气旋性环流生成, 形成涡旋结构, 随后气旋性环流略向东北移。28 日 23 时, 闭合环流中心移到 (35°N, 90°E), 29 日 02 时, 气旋性环流趋于减弱消失。试验 2 中, 不考虑加热作用后, 一直未能形成闭合环流中心, 这说明加热作用对低涡的形成和发展有非常重要的作用。

控制试验与绝热试验的涡度、散度差异可以更清楚地反映出加热对低涡动力结构的影响。控制试验中, 低涡形成初期, 涡区 450 hPa 以下为正涡度区, 450 hPa 以上为负涡度区, 而涡心偏北的 36°N 正涡度柱伸展高度达 400 hPa, 中心值为 $9 \times 10^{-5} s^{-1}$; 到了 28 日 23 时, 即低涡的成熟阶段, 涡区正涡度柱迅速发展, 伸展高度达到了 300 hPa, 正涡度中心位于 400 hPa, 中心值增加到 $15 \times 10^{-5} s^{-1}$ (图 5a)。从散度场看, 低涡形成初期, 涡区南侧为辐散, 北侧为辐合, 辐散中心位于 300 hPa, 辐合中

心位于 400 hPa; 低涡成熟阶段, 辐散区向北移, 在 35.5°N 发展为一个高度伸展到 200 hPa 的狭窄带, 而涡区北侧的辐合区中心值增加到 $20 \times 10^{-5} s^{-1}$ (图 6a)。

绝热过程中, 低涡形成初期, 虽然涡区在 450 hPa 以下仍然为正涡度区, 但范围远小于控制实验, 450 hPa 以上负涡度值也远小于控制实验; 从散度场上看, 涡区低层和高层辐合, 中层辐散, 散度值明显减小, 强度变弱, 最大辐合值和辐散值仅为 $-4 \times 10^{-5} s^{-1}$ 和 $4 \times 10^{-5} s^{-1}$ 。低涡成熟阶段, 涡区的正涡度柱几乎消失, 整层都被负涡度控制 (图 5b), 散度场上也基本为辐散 (图 6b)。

从控制试验给出的低涡成熟阶段涡心处 (90°E 和 35°N) 400~300 hPa 平均垂直速度的时间剖面图 (图 7a) 可知, 涡心处 20:30 开始出现下沉气流, 下沉气流一直维持到 23 时, 与卫星 TBB 资料揭示

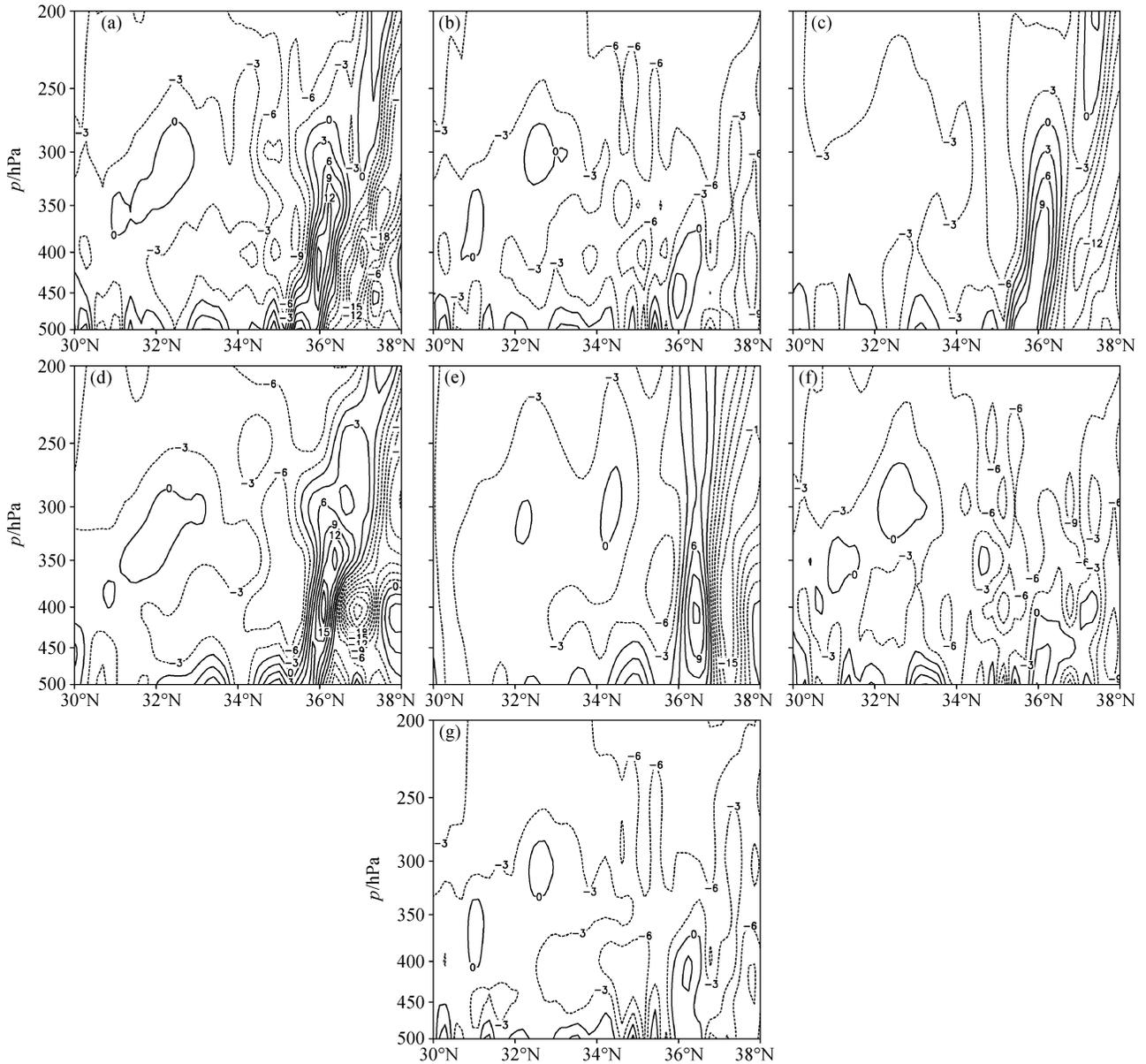


图 5 2005 年 7 月 28 日 23 时沿 90°E 的涡度场剖面图 (单位: 10^{-5}s^{-1}): (a) 试验 1; (b) 试验 2; (c) 试验 3; (d) 试验 4; (e) 试验 5; (f) 试验 6; (g) 试验 7

Fig. 5 The cross section of vorticity field through 90°E at 2300 UTC 28 Jul 2005 (units: 10^{-5}s^{-1}): (a) Experiment 1; (b) experiment 2; (c) experiment 3; (d) experiment 4; (e) experiment 5; (f) experiment 6; (g) experiment 7

的高原低涡的涡眼结构出现时段基本相符。而从 28 日 23 时垂直速度的纬向剖面也可看出 (图略), 涡心从低层到高层均为下沉运动, 高度几乎伸展到 200 hPa, 下沉中心位于 300 hPa, 达到 -4×10^{-2} m/s, 而涡心四周为上升运动。涡心的垂直结构分布与动力学理论分析得到的高原低涡结构特征 (李国平和蒋静, 2000) 也基本相符, 即涡眼处为下沉运动。在绝热过程中 (图 7b), 涡心垂直速度仅在

21 时至 22 时短暂地出现了下沉运动, 下沉运动最大值仅为 -2.5×10^{-2} m/s。

图 8 给出了 7 月 28 日 23 时沿 35°N 的 500~300 hPa 平均温度场分布。控制试验中 (图 8a), 涡心区域的温度高于四周, 具有暖心结构。试验 2 中 (图 8b) 虽然也呈现出暖心状态, 但涡心区域最高温度仅为 -11.3°C , 低于试验 1。

绝热条件下, 个例 2 中高原低涡也一直未形成

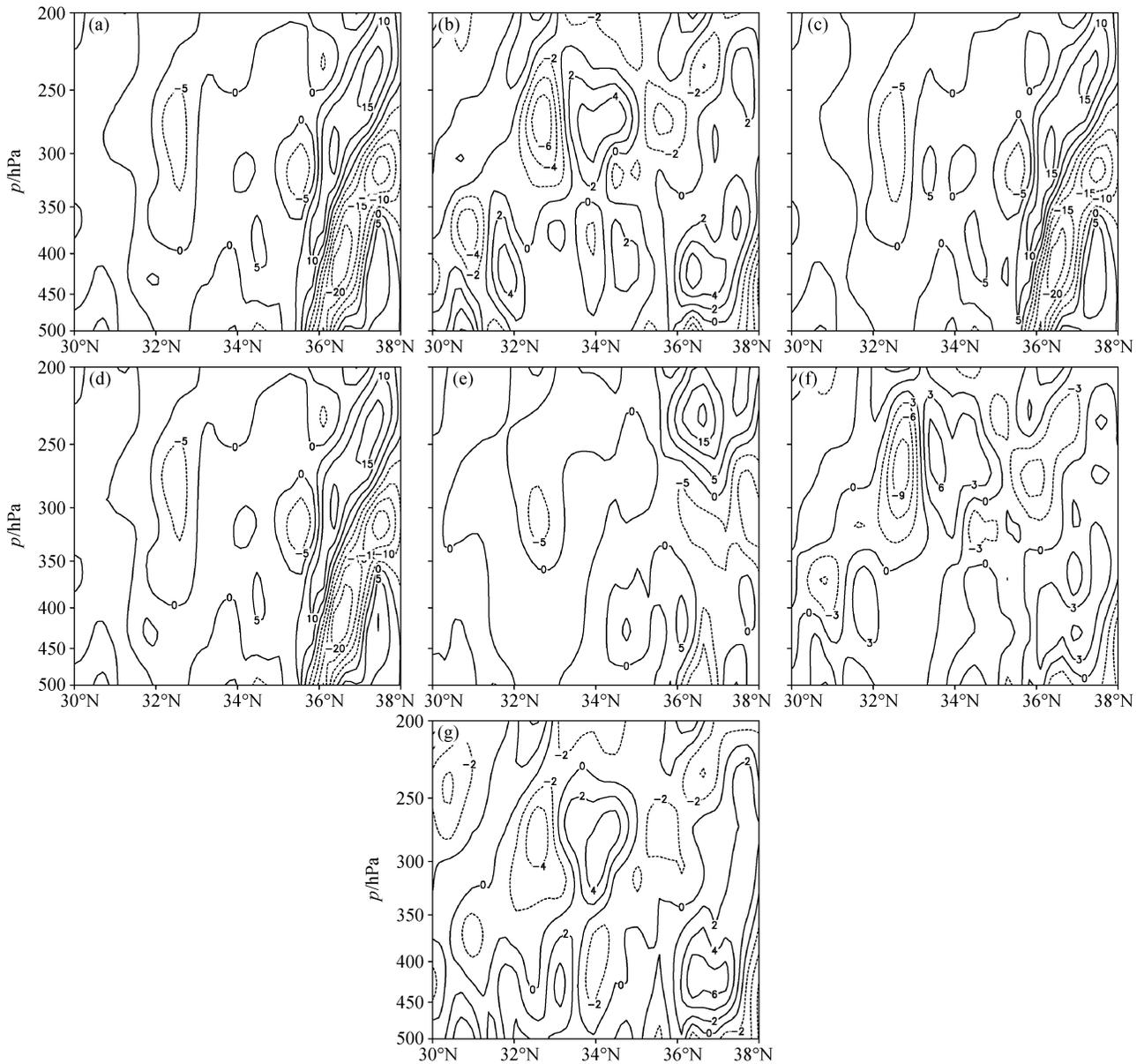


图6 同图5, 但为散度场

Fig. 6 The same as Fig. 5, but for divergence field

(图略)。以上分析反过来说明, 非绝热加热不仅对低涡的生成和发展有重要影响, 同时对低涡涡眼结构的形成也有重要作用。

4.3 地面感热的影响

图9给出了个例1涡区平均的地面感热通量和潜热通量的时间剖面图, 由图可见, 在整个低涡发展过程中, 由于是在夜晚, 地表热通量很小, 地面感热通量几乎为零, 偶尔甚至出现负值(即大气加热地面)。而29日00时以后, 地面感热通量才迅速增大。地表潜热通量与感热通量变化基本一致。

而个例2中(图10), 7月29日00时~12时为低涡形成和发展阶段, 感热通量和潜热通量都较大。

为了进一步认识地面感热对高原低涡结构特征的作用, 试验3去掉了地面感热通量。从个例1的500 hPa流场图中(图略)可看出, 去掉地面感热以后, 积分12小时低涡气旋性环流依然存在, 只是闭合环流范围略小于控制试验。试验3中, 整个过程中的涡度、散度、垂直速度和温度与控制试验相差不大, 只是中心强度稍小于控制试验(图5c、6c、7c、8c)。成熟阶段涡心依然为下沉运动, 说明涡眼

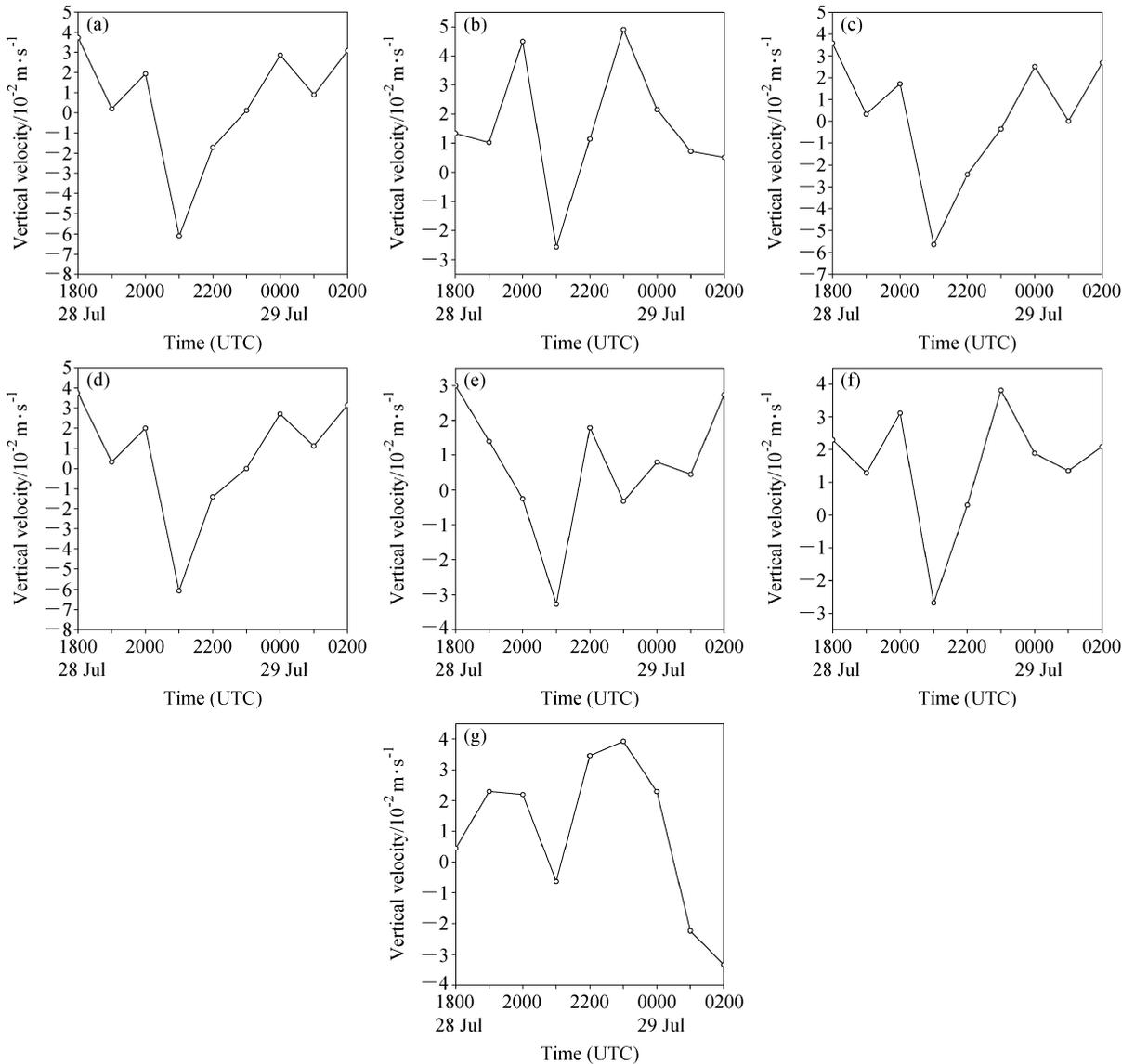


图7 个例1低涡成熟阶段涡心(35°N, 90°E)处400~300 hPa平均垂直速度的时间剖面图(单位: 10^{-2}m/s)。其余同图5

Fig. 7 Same as Fig. 5, but for time cross section of vertical velocity averaged over 400–300 hPa at vortex core (35°N, 90°E) at mature stage of the vortex for case 1

仍然存在,只是伸展高度降低到250 hPa,中心值减小到 $-2 \times 10^{-2}\text{m/s}$ 。

个例2去掉地面感热通量后,未形成闭合的气旋性环流(图略)。说明地面感热对个例2的形成起重要作用。

为了更准确地讨论地面感热对高原低涡的影响,我们做了试验4,将地面感热加倍。结果个例1的500 hPa流场与控制试验相比无太大差异,低涡形成初期,涡区正涡度范围略大于控制试验;低涡成熟阶段,涡区的正涡度柱发展强于控制试验(图5d),伸展高度到达200 hPa,正涡度中心值增加到

$18 \times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 。但散度、垂直速度、温度也与控制试验相差不大(图6d、7d、8d)。

个例2将地面感热加倍后,500 hPa流场显示出高原低涡形成(图略)。控制试验中7月29日12时,低涡中心两侧各有一个正涡度柱,而涡心处于相对低值区(图11a)。试验4中(图11b),涡区正涡度显著增强,左侧的正涡度柱伸展高度更是达到了对流层顶,且强度达到 $22 \times 10^{-5}\text{s}^{-1}$,低涡中心也由弱的正涡度变为负涡度控制。而涡眼区下沉运动的强度在29日11时由 -0.09m/s 增加到 -0.5m/s (图12)。

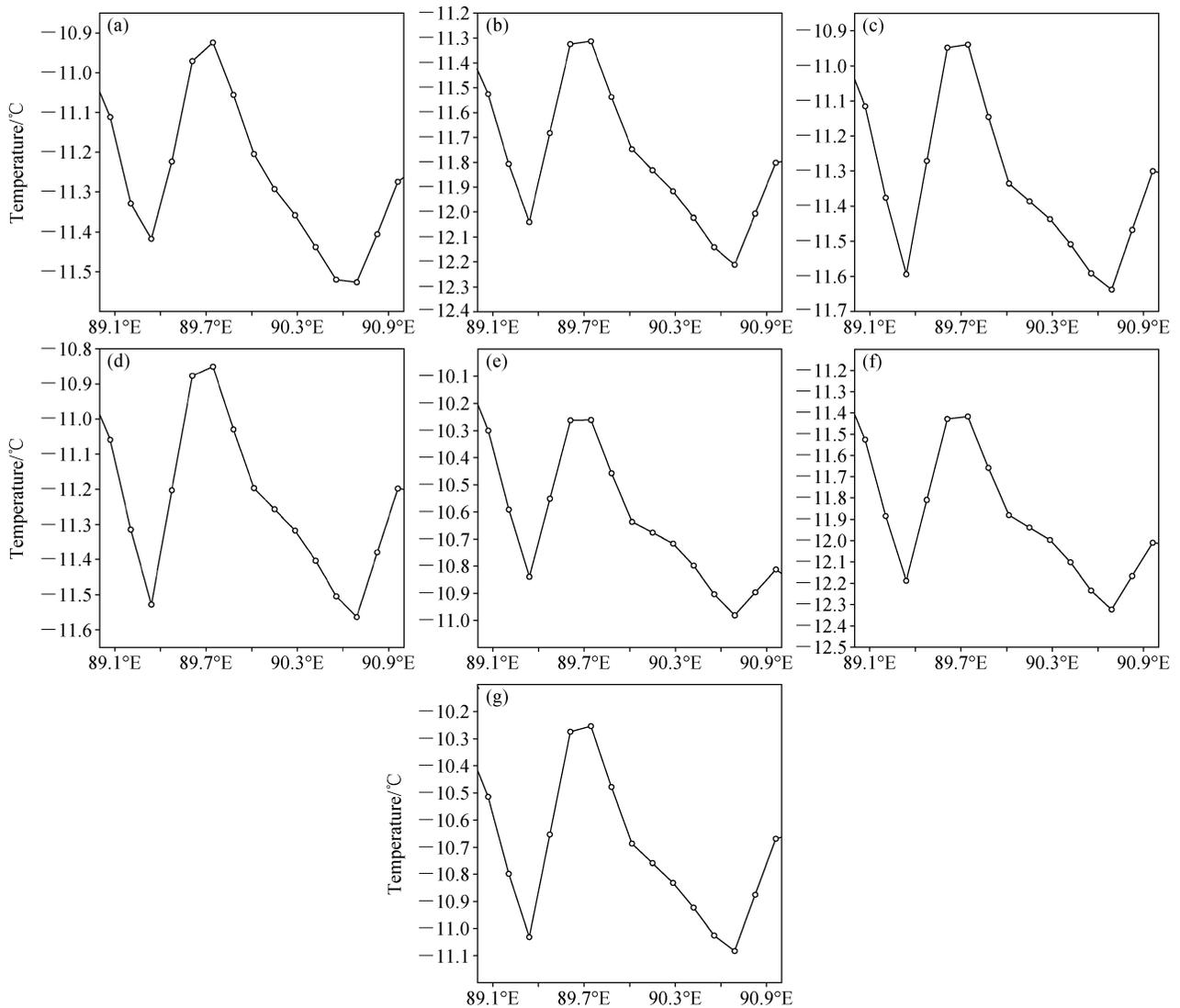


图 8 2005 年 7 月 28 日 23 时沿 35°N 的 500~300 hPa 平均温度场分布 (单位: °C)。其余同图 5

Fig. 8 Same as Fig. 5, but for temperature field distribution averaged over 500 - 300 hPa through 35°N at 2300 UTC 28 Jul 2005

由以上分析可知，地面感热对两例高原低涡形成、发展以及结构特征等的影响不同。不少研究认为感热在低涡形成中具有重要作用（罗四维和杨洋，1992；陈伯民等，1996），也有学者认为感热不利于低涡的形成（Dell’osso and Chen, 1986），同时 Shen et al. (1986b) 也指出，地面感热在雨季中只能对大尺度环流起附加的修改作用，24 小时内一般不能显著改变高原涡流场的总体特征。造成这种差异的原因是由于地面感热通量在低涡不同发展阶段的作用不同，并且与低涡发展阶段是白天还是夜间有关。

4.4 地面潜热的影响

试验 5 中不计蒸发效应（即无地面蒸发潜热），

个例 1 积分 12 小时后流场中仍有一弱的闭合气旋性环流中心（图略），但范围极小，环流中心比控制试验偏西一个经度，周围的气旋性环流也转变为反气旋性环流。

对比试验 5 与控制试验的结果差异可见，低涡形成初期，无地面潜热时，涡心偏北的 36°N 正涡度柱伸展高度高于控制试验，达到 300 hPa，正涡度中心也由 450 hPa 升高到 400 hPa；散度场上，涡区南侧为辐散场，北侧为辐合场，中心值小于控制试验。低涡成熟阶段，正涡度伸展到了 200 hPa，中心位于 400 hPa，中心值为 $12 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (图 5e)，而涡区的散度 (图 6e) 在 350 hPa 以下几乎减小为零，在 250 hPa 有一个较强的辐散中心，中心值为

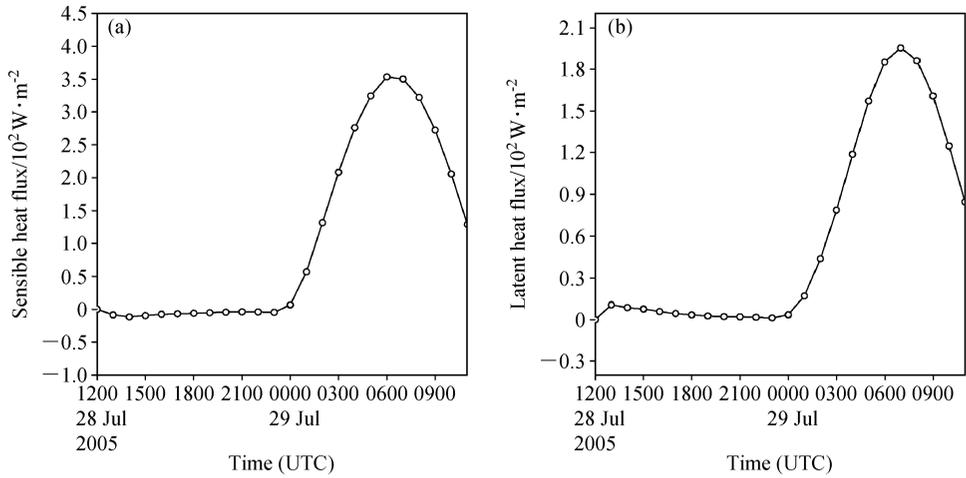


图 9 个例 1 涡区平均的地表热通量的时间剖面图 (单位: 10^2W/m^2): (a) 感热; (b) 潜热

Fig. 9 Time cross sections of surface (a) sensible heat flux and (b) latent heat flux averaged over vortex area for case 1

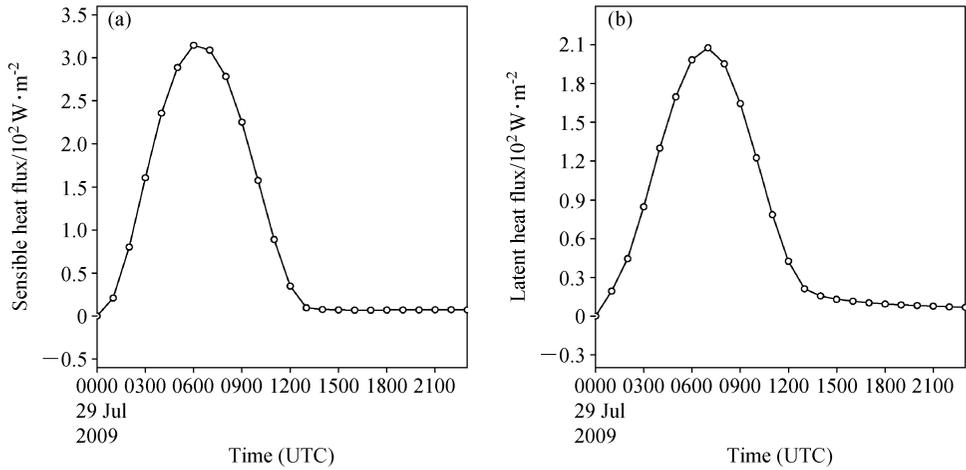


图 10 同图 9, 但为个例 2

Fig. 10 The same as Fig. 9, but for case 2

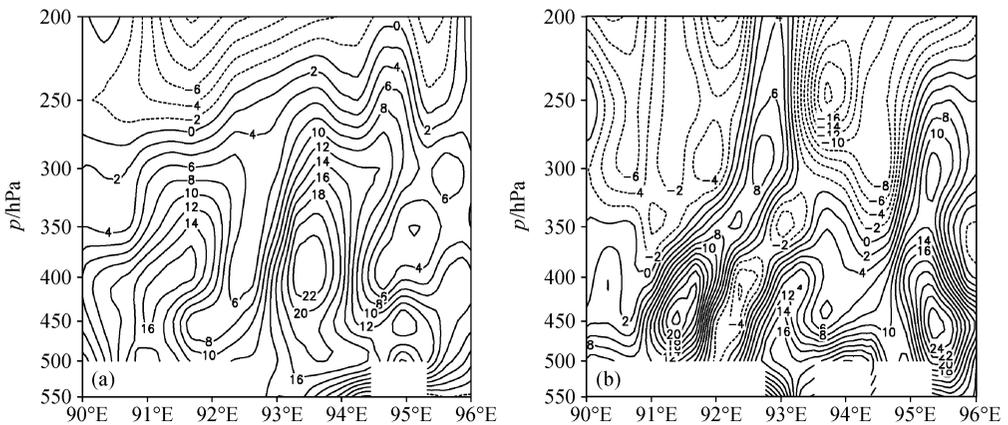


图 11 2009 年 7 月 29 日 12 时沿 33.5°N 的涡度场垂直剖面 (单位: 10^{-5}s^{-1}): (a) 试验 1; (b) 试验 4

Fig. 11 Vertical cross section of vorticity field along 33.5°N at 1200 UTC 29 Jul 2009 (unit: 10^{-5}s^{-1}): (a) Experiment 1; (b) experiment 4

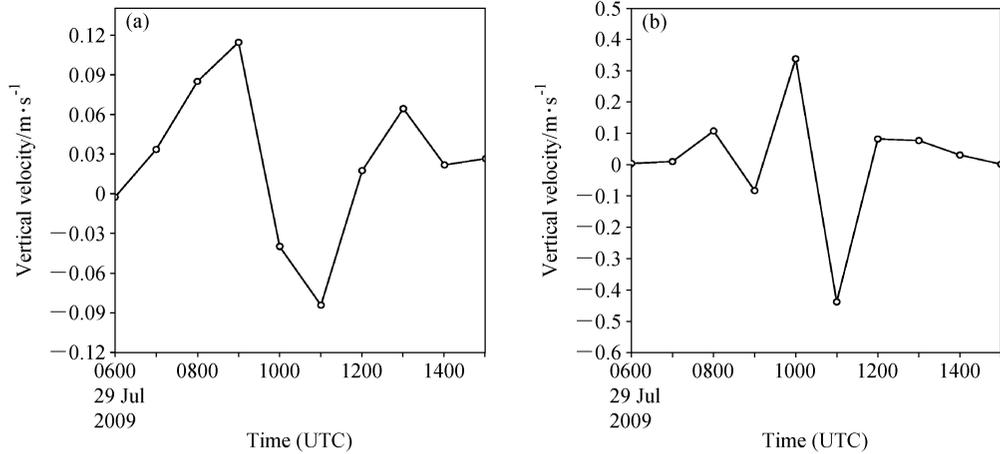


图 12 个例 2 涡心 (33.5°N , 92.7°E) 处 400~300 hPa 平均垂直速度的时间剖面图 (单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), 其余同图 11

Fig. 12 Same as Fig. 11, but for time cross section of vertical velocity averaged over 400–300 hPa at vortex core (33.5°N , 92.7°E) for case 2

$18 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

同样, 无地面潜热后, 从涡心处垂直速度的时间剖面图 (图 7e) 可知, 涡心下沉运动在 28 日 20 时出现, 22 时即转变为上升运动, 上升速度约为 $2 \times 10^{-2} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。另外, 28 日 23 时垂直速度剖面图也反映出了涡心下沉运动的减弱。温度场上, 涡心区域的最高温度增加到 -10.3°C (图 8e)。

个例 2 积分一段时间后, 低涡的气旋性环流消失, 且涡度、散度、垂直速度等物理量的强度减弱 (图略)。由此可见, 无地面蒸发潜热时, 低涡强度比控制试验略有减弱, 说明地面潜热通量对低涡的发展有一定作用。

4.5 凝结潜热的影响

当不计凝结潜热时, 个例 1 积分 7 小时后, 在 (33°N , 87°E) 有一弱气旋性环流生成, 环流中心比控制试验偏南一个纬度和偏西一个经度, 但积分 10 小时后低涡气旋性环流完全消失 (图略)。

低涡形成初期, 涡度与控制试验相比无太大差异, 但散度变化较大, 涡区南侧的辐散中心由 250 hPa 下降到 350 hPa , 中心值由 $18 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 下降到 $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 涡区北侧的辐合中心值也由 $-15 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 下降到了 $-6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。随着低涡发展到了成熟阶段, 涡区涡度分布 (图 5f) 和初期相比变化明显, 正涡度柱消失, 涡区北侧的负涡度柱也消失, 整个涡区被弱的负涡度控制, 散度场中涡区散度分布 (图 6f) 和控制试验相比差异也很大, 强的正负散度中心消失, 涡区被弱的辐散气流控制。

从垂直速度的时间剖面图上看 (图 7f), 在低

涡主要发展阶段, 涡心一直保持上升运动, 28 日 23 时, 涡心处上升运动已达到 $4 \times 10^{-2} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 涡眼结构一直未能形成。温度场依然保持一定的暖心结构, 但温度整体低于控制试验 (图 8f)。

个例 2 积分一段时间后, 同样的低涡气旋性环流消失, 且低涡的结构特征变化也较大 (图略)。

以上结果分析说明, 凝结潜热对低涡形成不具有决定性影响, 但对低涡的维持和发展起着关键性的作用。

4.6 水汽的影响

若在低涡过程中不考虑水汽, 个例 1 积分 7 小时后, 低涡出现弱气旋性环流, 此后气旋性环流并未向东北移, 而是维持在原地, 积分 11 小时后消失 (图略)。

从无水汽时的涡度场和散度场可见, 低涡形成初期, 涡区正负涡度分布与控制试验类似, 但 450 hPa 以上负涡度值远小于控制试验, 散度场上涡区除了在中层有一个小范围的辐散区, 其余均为辐合气流控制。低涡成熟阶段, 仅在 36°N 的 400 hPa 上有一个 $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的正涡度中心, 其余都为负涡度区 (图 5g)。散度场上 (图 6g), 强而狭窄的辐散带消失, 涡区北侧的辐合带变为了一个弱的辐散区。

从 28 日 23 时涡心 (35°N , 90°E) 处 400~300 hPa 的平均垂直速度可见 (图 7g), 涡心处一直保持为上升运动, 未出现下沉运动, 即没有形成涡眼结构。垂直剖面图也显示涡区整层为上升运动。温度场在涡心区域升高到 -10.2°C (图 8g)。

个例 2 积分后出现弱的气旋性环流, 一段时间后消失(图略)。这说明水汽对低涡发展以及低涡涡眼结构的形成具有重要作用。

5 结论

本文通过中尺度非静力平衡模式 MM5 对 2005 年 7 月 28~29 日和 2009 年 7 月 29~31 日的两例高原低涡过程进行了控制试验和 6 组敏感性试验, 得出以下结论:

(1) 控制试验能较好地模拟出高原低涡中心位置以及低涡结构, 因此可用控制试验为参照, 通过与敏感性试验的对比来研究高原低涡的影响因子。

(2) 绝热条件对低涡形成、发展及结构变化的影响非常明显。在绝热条件下, 闭合环流和涡眼结构均不能形成, 且涡度、散度的强度也大大减弱, 这反衬出非绝热加热对高原低涡作用的重要性。

(3) 地表感热对个例 1 影响不大, 但对个例 2 的形成及结构特征有重要作用。造成这种差异的原因可能是由于地面感热通量在低涡不同发展阶段的作用不同, 并且与低涡发展阶段是在白天还是夜晚有关。

(4) 地表蒸发潜热对低涡的发展有一定作用, 无地表蒸发潜热可使低涡的强度略有减弱。

(5) 凝结潜热和水汽对低涡的形成并不具有决定性作用, 但对低涡的维持以及结构的演变有关键性影响。若不考虑凝结潜热和水汽作用, 低涡形成一段时间后会很快消失, 同时低涡中心的涡度、散度以及垂直运动场会发生明显改变, 低涡也不再具有热带气旋类低涡那样的涡眼结构。

以上通过中尺度数值模式对高原低涡影响因子的敏感性试验所进行的研究是初步的, 其揭示的现象需要更多个例的数值试验来丰富, 也需要通过低涡加密观测资料的分析来印证, 以及用其他研究手段的结果来补充、完善。

致谢 感谢评审专家对本文提出的建设性意见。

参考文献 (References)

Chang C P, Hou S C, Kuo H C, et al. 1998. The development of an intense East Asian summer monsoon disturbance with strong vertical coupling [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 126: 2692-2712.

陈伯民, 钱正安. 1995. 夏季青藏高原地区降水和低涡的数值预报试验 [J]. *大气科学*, 19 (1): 63-72. Chen Bomim, Qian Zheng-

an. 1995. Numerical tests for predicting the precipitation and vortices over the Tibetan Plateau in summer [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 19 (1): 63-72.

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 [J]. *大气科学*, 20 (4): 491-502. Chen Bomim, Qian Zheng'an, Zhang Lisheng. 1996. Numerical simulation of the formation and development of vortices over the Qinghai-Xizang Plateau in summer [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 20 (4): 491-502.

Dell'osso L, Chen S J. 1986. Numerical experiments on the genesis of vortices over the Qinghai-Xizang Plateau [J]. *Tellus*, 38A: 236-250.

丁治英, 吕君宁. 1990. 青藏高原低涡东移的数值试验 [J]. *南京气象学院学报*, 13 (3): 426-433. Ding Zhiying, Lü Junning. 1990. A numerical experiment on the eastward movement of a Qinghai-Xizang Plateau vortex [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese)*, 13 (3): 426-433.

丁治英, 刘京雷, 吕君宁. 1994. 600 hPa 高原低涡生成机制的个例探讨 [J]. *高原气象*, 13 (4): 411-418. Ding Zhiying, Liu Jinglei, Lü Junning. 1994. The study of the mechanism of forming QXP-Vortex on 600 hPa [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 13 (4): 411-418.

黄楚惠, 李国平. 2009. 基于螺旋度和非地转湿 Q 矢量的一次东移高原低涡强降雨过程分析 [J]. *高原气象*, 28 (2): 319-326. Huang Chuhui, Li Guoping. 2009. A case study of plateau vortex moving eastward with heavy rainfalls based on helicity and non-geostrophic wet Q-vector [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 28 (2): 319-326.

罗四维, 杨洋, 吕世华. 1991. 一次青藏高原夏季低涡的诊断分析研究 [J]. *高原气象*, 10 (1): 1-11. Luo Siwei, Yang Yang, Lü Shihua. 1991. Diagnostic analyses of a summer vortex over Qinghai-Xizang Plateau for 29-30 June 1979 [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 10 (1): 1-11.

罗四维, 杨洋. 1992. 一次青藏高原夏季低涡的数值模拟研究 [J]. *高原气象*, 11 (1): 39-47. Luo Siwei, Yang Yang. 1992. A case study on numerical simulation of summer vortex over Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 11 (1): 39-47.

李国平, 蒋静. 2000. 一类奇异孤波解及其在高原低涡结构分析中的应用 [J]. *气象学报*, 58 (4): 447-455. Li Guoping, Jiang Jing. 2000. A type of singular solitary wave and its application of structure analysis of the Tibetan Plateau vortex [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 58 (4): 447-455.

李国平, 赵邦杰, 杨锦青. 2002. 地面感热对青藏高原低涡流场结构及发展的作用 [J]. *大气科学*, 26 (4): 519-525. Li Guoping, Zhao Bangjie, Yang Jinqing. 2002. A dynamical study of the role of surface sensible heating in the structure and intensification of the Tibetan Plateau vortices [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 26 (4): 519-525.

- 李国平, 徐琪. 2005. 边界层动力“抽吸泵”对青藏高原低涡的作用 [J]. 大气科学, 29 (6): 965-972. Li Guoping, Xu Qi. 2005. Effect of dynamic pumping in the boundary layer on the Tibetan Plateau vortices [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 29 (6): 965-972.
- 钱正安, 单扶民, 吕君宁, 等. 1984. 1979 年夏季青藏高原低涡的统计及低涡产生的气候因子探讨 [G]//青藏高原气象科学实验文集 (二). 北京: 科学出版社, 182-194. Qian Zheng'an, Shan Fumin, Lü Junning, et al. 1984. A statistic study of the summer vortex over Tibetan Plateau in 1979 and the climate favoring the vortex [G]//Papers on the Tibetan Plateau Meteorological Experiment (Part II) (in Chinese). Beijing: Science Press, 182-194.
- 乔全明, 张雅高. 1994. 青藏高原天气学 [M]. 北京: 气象出版社, 120-155. Qiao Quanming, Zhang Yagao. 1994. Synoptic Meteorology of the Tibetan Plateau (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 120-155.
- Shen R J, Reiter E R, Bresch J F. 1986a. Numerical simulation of the development of vortices over the Qinghai - Xizang Plateau [J]. Meteor. Atmos. Phys., 35: 70-95.
- Shen R J, Reiter E R, Bresch J F. 1986b. Some aspects of the effects of sensible heating on the development of summer weather systems over the Tibetan Plateau [J]. J. Atmos. Sci., 43: 2241-2260.
- 屠妮妮, 何光碧. 2010. 两次高原切变线诱发低涡活动的个例分析 [J]. 高原气象, 29 (1): 90-98. Tu Nini, He Guangbi. 2010. Case analysis on two low vortexes induced by Tibetan Plateau shear line [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 29 (1): 90-98.
- Wang Bin. 1987. The development mechanism for Tibetan Plateau warm vortices [J]. J. Atmos. Sci., 44: 2978-2994.