

张元春, 李娟, 孙建华. 2019. 青藏高原热力对四川盆地西部一次持续性暴雨影响的数值模拟 [J]. 气候与环境研究, 24 (1): 37–49. Zhang Yuanchun, Li Juan, Sun Jianhua. 2019. Numerical simulation of impacts of the Tibetan Plateau heating on a persistent heavy rainfall in western Sichuan Basin [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 24 (1): 37–49, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2018.17166.

青藏高原热力对四川盆地西部一次持续性暴雨影响的数值模拟

张元春^{1,2} 李娟³ 孙建华¹

¹ 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴重点实验室, 北京 100029

² 高原大气与环境四川省重点实验室, 成都 610225

³ 天水市气象局, 甘肃天水 741000

摘 要 通过对四川盆地西部一次持续性暴雨过程的半理想数值模拟, 研究了青藏高原热力作用对四川盆地持续性暴雨过程的影响。研究表明, 高原的热力作用对于下游地区有着显著的影响, 主要表现为: (1) 关闭高原地面感热和潜热后, 高原地区和四川盆地西部的降水明显减弱, 而盆地中东部降水却有所加强, 且四川盆地降水的日变化特征稍有减弱; (2) 500 hPa 青藏高原上的短波槽减弱, 位于四川盆地中西部的背风槽强度、范围有所减弱, 但低层盆地东部的气旋性涡旋加强; (3) 涡度收支的定量分析发现, 关闭高原热力作用后, 盆地东部对流层低层垂直风切变的增强使得夜间倾斜项的正贡献增强, 从而使该区域涡旋发展加强, 盆地东部降水增强。

关键词 四川盆地 持续性暴雨 数值模拟 青藏高原

文章编号 1006-9585 (2019) 01-0037-13

中图分类号 P445

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2018.17166

Numerical Simulation of Impacts of the Tibetan Plateau Heating on a Persistent Heavy Rainfall in Western Sichuan Basin

ZHANG Yuanchun^{1,2}, LI Juan³, and SUN Jianhua¹

¹ Key Laboratory of Cloud–Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

² Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu 610225

³ Tianshui Meteorological Bureau, Tianshui, Gansu Province 741000

Abstract The influence of sensible and latent heat anomalies over the Tibetan Plateau (TP) on a persistent rainfall in western Sichuan Basin is investigated via a semi-idealized mesoscale numerical model WRF (Weather Research and Forecasting) simulation. Analyses of the simulation show that when the heating on the TP is turned off, rainfall decreases in the TP and western Sichuan Basin but increases in central and eastern Sichuan Basin, while the diurnal variation of precipitation weakens; the trough over the TP on 500 hPa disappears, the strength and scope of the westerly trough reduces slightly, but the meso-cyclone at low levels in eastern Sichuan Basin enhances; quantitative analysis of vorticity budget during the heavy rain period indicates that the intensification of vertical wind shear in the lower troposphere makes positive contribution to strengthening the TILT (tilting term) in eastern Sichuan Basin, and thus facilitates vortex

收稿日期 2017-11-28; 网络预出版日期 2017-12-21

作者简介 张元春, 女, 1987 年出生, 助理研究员, 从事中尺度气象学研究。E-mail: zhyc@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41505038、41675045, 高原大气与环境四川省重点实验室开放课题 PAEKL-2015-K1

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41505038 and 41675045), Open Research Fund Program of Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province (Grant PAEKL-2015-K1)

development in the key area of Sichuan Basin, which also leads to increases in precipitation in eastern Sichuan Basin.

Keywords Sichuan Basin, Persistent heavy rainfall, Numerical simulation, Tibetan Plateau

1 引言

青藏高原平均海拔在 4000 m 以上, 是世界上海拔最高的高原, 它的动力和热力作用对东亚和全球的天气气候都有显著的影响。以往大多数的研究从气候角度探讨青藏高原对大气环流和季风以及雨带的影响。吴国雄等 (2005) 指出, 青藏高原夏季的加热及其所增强的东亚季风的潜热释放所形成的东亚定常波的非绝热加热波源, 是东亚夏季定常波的最主要波源, 其空间分布与降水的空间分布对应, 显著影响东亚的气候格局。青藏高原的热力作用有显著的季节差异, 冬季为冷源, 夏季为热源 (Flohn, 1957; 叶笃正等, 1957)。这种巨大的热源或热汇作用于对流层中部, 对季风环流、夏季 500 hPa 副热带高压的断裂和 100 hPa 南亚高压的形成和维持都有直接作用, 调控着东亚地区季风的爆发和雨带的进退 (叶笃正和高由禧, 1979; Xu et al., 2010; Duan et al., 2013)。青藏高原地面感热 11 月至 2 月为负, 盛夏则为正值; 青藏高原地面热通量以潜热更重要, 其量值各月均比感热大且为正 (董敏等, 2001)。赵勇和钱永甫 (2009) 将 5 月高原和其以北区域地表温度异常之差定义一个指数, 当这一热力差异增大时, 东亚夏季风环流偏弱, 造成江淮流域降水增强; 而弱热力差异年, 夏季风环流加强, 江淮地区夏季降水显著减少。此外, 青藏高原加热场对其上空大尺度环流场的形成和维持有重要影响 (刘新等, 2001)。

也有学者从天气学角度开展了研究, 章基嘉等 (1995) 指出, 青藏高原下垫面增温, 利于贝加尔湖—河套阻高和鄂霍茨克海高压加强, 形成双阻型环流, 江淮处于两阻塞高压之间的低槽底部, 槽后冷空气与副热带高压西侧的暖空气在江淮地区交汇, 造成江淮持续暴雨的有利形势。针对天气系统的直接影响, 我国学者主要研究了高原天气系统对下游的四川盆地和江淮地区夏季降雨过程的影响。青藏高原中尺度对流系统东移到江淮流域, 可以促进梅雨锋上中尺度对流系统的形成、发展, 为大暴雨的形成创造了有利条件 (张顺利等, 2002; 傅慎明等, 2011)。与青藏高原地形相关的边界层风场

的动力、热力作用是西南低涡暴雨产生的一个重要原因 (何光碧, 2006; 段海霞等, 2008)。东移的高原涡对四川暴雨的形成也有重要的作用 (罗四维等, 1993; 陈忠明等, 2004; 赵春玉等, 2010), 高原低涡与西南低涡的耦合作用引发西南低涡强烈发展的过程 (陈忠明等, 2004; 傅慎明等, 2011)。此外, 高原东部与四川盆地的热力差异形成的热力环流对四川盆地夜间降雨的加强有重要作用 (Zhang et al., 2014)。

近年来, 由于持续性暴雨过程经常造成洪涝灾害, 很多气象学者开始研究青藏高原热力作用对我国江淮梅雨和华南的持续性暴雨过程 (李雪松等, 2014; Zhang et al., 2014), 而针对青藏高原热源状况异常对长江上游地区天气过程的影响研究相对较少。四川盆地位于长江上游, 紧邻高原东侧。过去的研究主要关注高原热力作用对高原天气系统, 主要是高原涡以及其对四川盆地西南涡的影响, 而关于青藏高原热力作用对四川盆地降水过程的影响, 则主要是通过相关分析和统计分析, 研究季节时间尺度内青藏高原热源变化与四川盆地夏季降水之间的密切关系, 高原地表热源异常通过强迫 500 hPa 东亚大气环流异常来影响四川盆地降水, 当夏季青藏高原热源偏强时, 夏季西太平洋副热带高压和南亚高压脊线位置偏南, 东亚夏季风偏弱, 有利于西南地区东部夏季降水偏多 (陈忠明等, 2003; 李永华等, 2011)。

2013 年 6 月 29 日至 7 月 11 日, 四川盆地西部接连出现 3 次持续性暴雨天气。6 月 29 日至 7 月 1 日, 盆地西部出现区域性大暴雨, 遂宁本站 7 月 1 日 24 h 降雨量为 425.9 mm, 为 1951 年以来四川省日降雨量第二大极值, 也是四川省近 20 年最大的日降雨量极值。7 月 3~5 日, 盆地西部的部分地方降了暴雨, 局部地方出现了大暴雨。7 月 7~10 日, 盆地西部又出现了一次持续性强降雨, 其中都江堰 8 日 12:00 (北京时间) 至 9 日 12:00 (北京时间) 24 h 降雨量达 415.9 mm, 大邑 7 月 10 日 24 h 降雨量 279.2 mm, 均打破了该站历史极值。孙建华等 (2015) 对其中最后一次过程 (2013 年 7 月 7~10 日) 进行了研究, 发现这次过程发生在中纬度“东高西低”的环流背景下, 西

风槽与西太平洋副热带高压稳定的同时有高原东部小槽东移, 孟加拉湾低槽槽前西南暖湿气流在盆地转为偏东风, 输送充沛水汽。由于川西高原的阻挡, 偏东气流被迫抬升, 中低层低涡发展形成辐合上升, 形成有利于对流系统发生和维持的环境条件。但该研究仅关注了高原的动力作用对四川盆地持续性暴雨的影响, 而高原的热力作用尚缺乏探讨。因此, 本文将在已有研究成果的基础上, 采用 WRF(Weather Research and Forecasting Model) 中尺度模式对 2013 年 7 月 1~10 日四川盆地西部的持续性暴雨过程进行半理想和敏感性数值模拟, 研究青藏高原的热力变化对此次持续性暴雨过程中环流形势、雨带、降水日变化等方面的影响, 并探究其可能原因。

2 资料和方法

本文利用 2013 年 7 月 1~10 日的 NCEP/FNL (Final Operational Global Analysis data) 资料 [1° (纬度) $\times 1^{\circ}$ (经度)], 使用中尺度模式(WRFV3.5)对此次四川盆地西部持续性暴雨过程开展半理想模拟。已有研究表明, 利用实际个例的平均场做半理想实验可以有效地用于研究稳定梅雨锋雨带上系统的特征和形成机制 (Sun and Zhang, 2012; Zhang et al., 2014), 类似方法还应用于研究地形或

海陆对于对流日变化影响的模拟和机理研究 (Trier et al., 2010; Bao and Zhang, 2013; Huang and Wang, 2014; Trier et al., 2014)。模拟区域如图 1 所示, 初始场为 2013 年 7 月 1~10 日 10 天 00:00 (协调世界时, 下同) 的平均场, 每天 4 个时次 (00:00、06:00、12:00、18:00) 的 10 天平均场, 10 天循环输入作为边界条件。本文共设计两组试验: 对照试验和敏感性试验。对照试验的设置: 单层网格, 水平格点数为 400 (经向) $\times 300$ (纬向), 格距为 9 km, 垂直层次共 30 层; 主要参数化方案设置: YSU (Yonsei University) 边界层方案、Noah 陆面模式、RRTM 长波辐射方案、Dudhia 短波辐射方案、WRF Single-Moment 5-class 微物理过程方案、Grell 3D 积云参数化方案。敏感试验则是在对照试验设置的基础上关闭青藏高原地区 (图 1 所示地形大于 3000 m 的区域) 的地表感热通量、潜热通量, 其他参数化设置都和对照试验一致。参照梁玲等 (2013) 对高原地区的定义, 青藏高原区域为海拔高度大于 3000 m 的区域。考虑到对初值的敏感性, 本文采用初始时刻 24 h 以后的模拟结果与实况进行对比分析, 实况分析使用 FNL 资料 [1° (纬度) $\times 1^{\circ}$ (经度)], 每 6 h 一次]、中国自动站与 CMORPH [National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) Climate Prediction Center (CPC) morphing technique] 降水产品融合的逐时降水量资料。

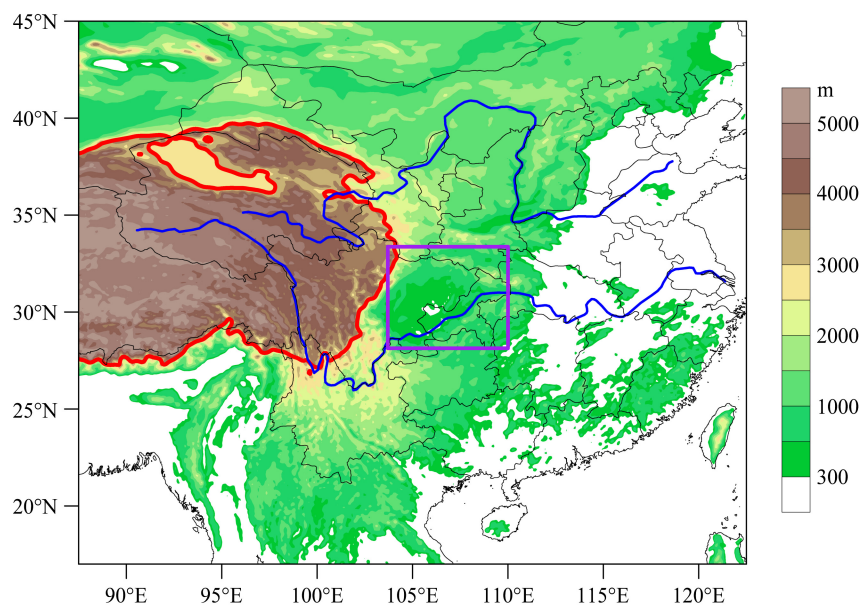


图 1 模拟区域和地形分布 (单位: m)。红色线区域为青藏高原地形高度大于 3000 m 区域, 紫色框区域时涡度收支计算的区域

Fig. 1 Configuration of the simulation domain and topography (m). The area surrounded by red line indicates the area of elevation ≥ 3000 m in the Tibetan Plateau. The purple box region is the area for vorticity budget calculation

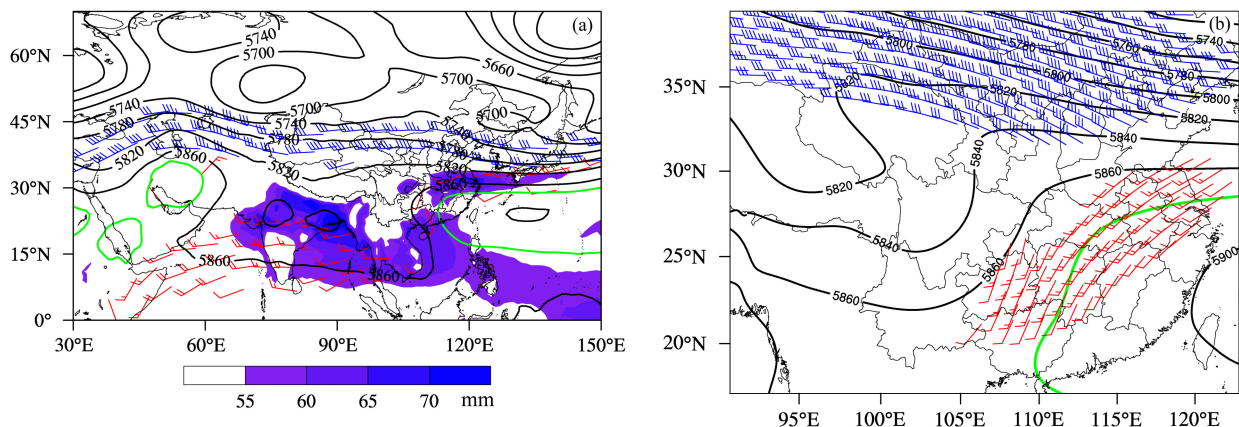


图2 2013年7月1~10日平均环流形势:(a)实况;(b)对照试验。黑色等值线为500 hPa位势高度场(单位:gpm),绿色实线为位势高度5880 gpm线,蓝色风标为200 hPa高空急流($\geq 30 \text{ m s}^{-1}$,风羽:10 m s^{-1}),红色风标为850 hPa低空急流($\geq 12 \text{ m s}^{-1}$,风羽:10 m s^{-1}),填色区为整层可降水量大于55 mm的区域(单位:mm)

Fig. 2 Composite mean synoptic weather patterns from 1 to 10 July 2013: (a) Observation; (b) control experiment. Black solid lines indicate geopotential height in gpm at 500 hPa with the 5880 gpm shown by green solid line (units: gpm), blue barbs indicate wind speeds exceeding 30 m s^{-1} at 200 hPa (units: m s^{-1} , full barb: 10 m s^{-1}), red barbs represent wind speeds exceeding 12 m s^{-1} at 850 hPa (units: m s^{-1} , full barb: 10 m s^{-1}), the colored areas are for precipitable water $\geq 55 \text{ mm}$

3 模拟结果分析

3.1 对照试验与实况的对比

由2013年7月1~10日10天平均环流场看出(图2a),在持续性降水期间,200 hPa高空急流位于中纬度45°N左右,500 hPa中高纬东亚上空两槽一脊,四川盆地处于西风槽前位置,西太平洋副热带高压稳定维持在中国东部沿海,850 hPa大于 12 m s^{-1} 低空急流位于西太平洋副热带高压西北侧,四川盆地西南部和西太平洋副热带高压西北侧均出现整层可降水量大于55 mm的大值区。西风槽和西太平洋副热带高压的稳定维持,形成“东高西低”的有利于盆地降水维持的稳定环流形势。

从平均环流形势上来看(图2b),对照试验7月2~10日平均环流场也较好的体现出了此次持续性过程的稳定环流形势特征,由于是半理想模拟结果,低空急流的风速和范围较实况略大。从降水来看,对照试验也较好的模拟了持续性降水过程。7月2日00:00至11日00:00的总降水量的分布基本与观测也基本一致,东北—西南向的雨带位于川西高原与四川盆地的过渡带,但强度有所偏强,强降水中心位置也较实况偏南(图3),模拟降雨偏强是由于对照试验的日变化侧边界强迫所致(Sun and Zhang, 2012; Zhang et al., 2014)。

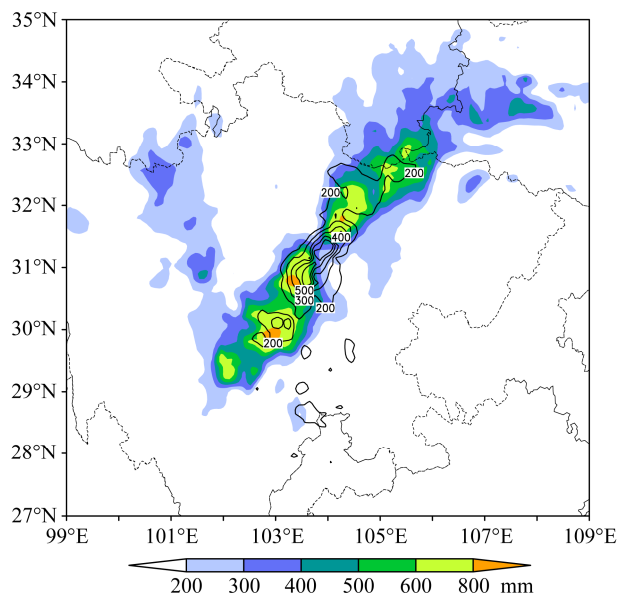


图3 2013年7月2日00:00至11日00:00累积降水(单位:mm),填色为模拟值,等值线为实况

Fig. 3 Accumulated rainfall (mm) from 0000 UTC 2 to 0000 UTC 11 July 2013. Colored areas indicate simulated rainfall, and contours indicate observed rainfall

实况降水过程中,最强降水出现在8~9日,随时间东移明显,四川盆地降水呈现明显的“夜雨”特征,傍晚至夜间(12:00)后强降水开始发生,盆地西部在凌晨(17:00至20:00)雨量最强(图4a)。由于是周期性的边界条件来强迫,对照试验中(图

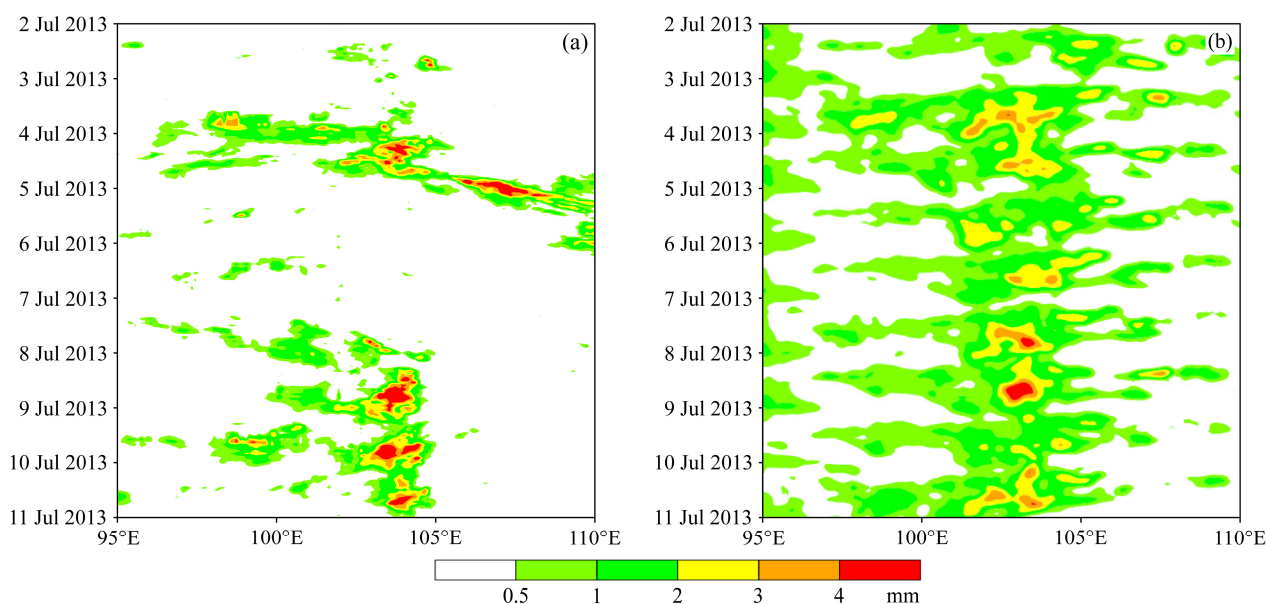


图4 2013年7月2~10日沿29°N~32°N平均的每小时降水量(单位: mm)的时间—经度剖面: (a) 实况; (b) 对照试验

Fig. 4 Time-longitudinal diagram of hourly rainfall (mm) averaged over 29°N–32°N during 2–10 July 2013: (a) Observations; (c) control experiment

4b), 从29°N~32°N平均的逐降水量的经度—时间演变上, 可以看出这段时间川西高原东部至四川盆地西部101°E~105°E范围内均有降水持续发生, 与观测较为一致, 其中最强降水发生在8日至10日。图5为沿雨带平均的每小时降水量日变化, 降水在中午时段附近(03:00至06:00)有弱的加强(103°E~104°E), 随后减弱, 从傍晚后期(12:00)开始降雨的范围、强度均开始加强, 到夜间(15:00)达到最强, 强降水维持到凌晨(21:00附近), 随后的几个小时逐渐减弱, 但小时降水量仍比白天强。模拟结果较好地再现了四川盆地西部(102°E~104°E)的夜雨特征, 而川西高原(98°E~100°E)凌晨至中午基本没有降水发生, 午后开始出现弱降水, 傍晚虽稍有加强, 但强度仍比盆地西部弱, 影响范围也小。盆地东部(106°E附近)降水主要出现在午后(06:00)至傍晚(12:00), 降水强度弱, 范围小。

图6所示为对照试验中500 hPa位势高度场、涡度场和小时降水量的日变化分布特征。除了降雨量, 青藏高原和附近地区的涡度和高度场的日变化也比较明显。高原上空低压槽稳定, 西风槽也稳定维持在川西高原东部, 槽线呈西北—东南向, 盆地西部处于西风槽前, 雨带位于盆地西部(高原东侧地形梯度较大区域)。从傍晚(12:00)开始(图6e), 西风槽有所加强, 高原上空低槽增强更明显, 涡度

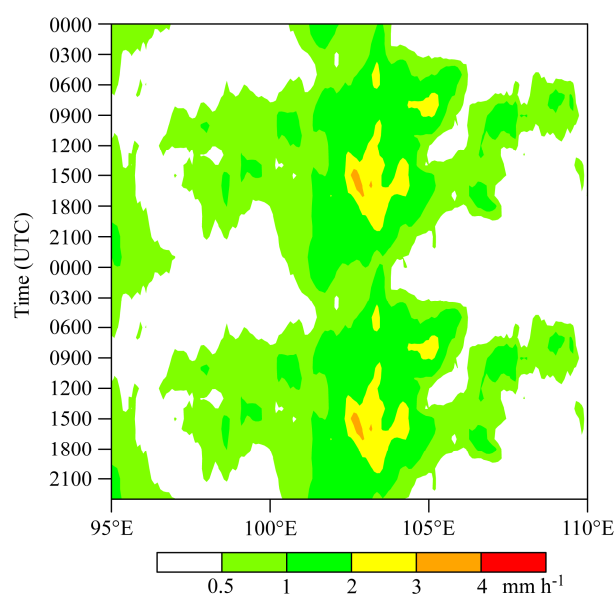


图5 2013年7月2~10日平均的对照试验中沿29°N~32°N平均的每小时降水量日变化的时间—经度剖面图(单位: mm h⁻¹)

Fig. 5 Time-longitudinal diagram of the rain rate (mm h⁻¹) averaged over 29°N–32°N averaged during 2–10 July 2013 for control experiment

也明显增强, 高原东部至盆地西南部处均为正涡度的大值区, 对应于降水在夜间(12:00至18:00)的增强。同时, 盆地西南部在夜间达到最强的正涡度区也有利于低层辐合上升。

3.2 青藏高原热力试验结果

梁玲等(2013)利用区域气候模式RegCM3发

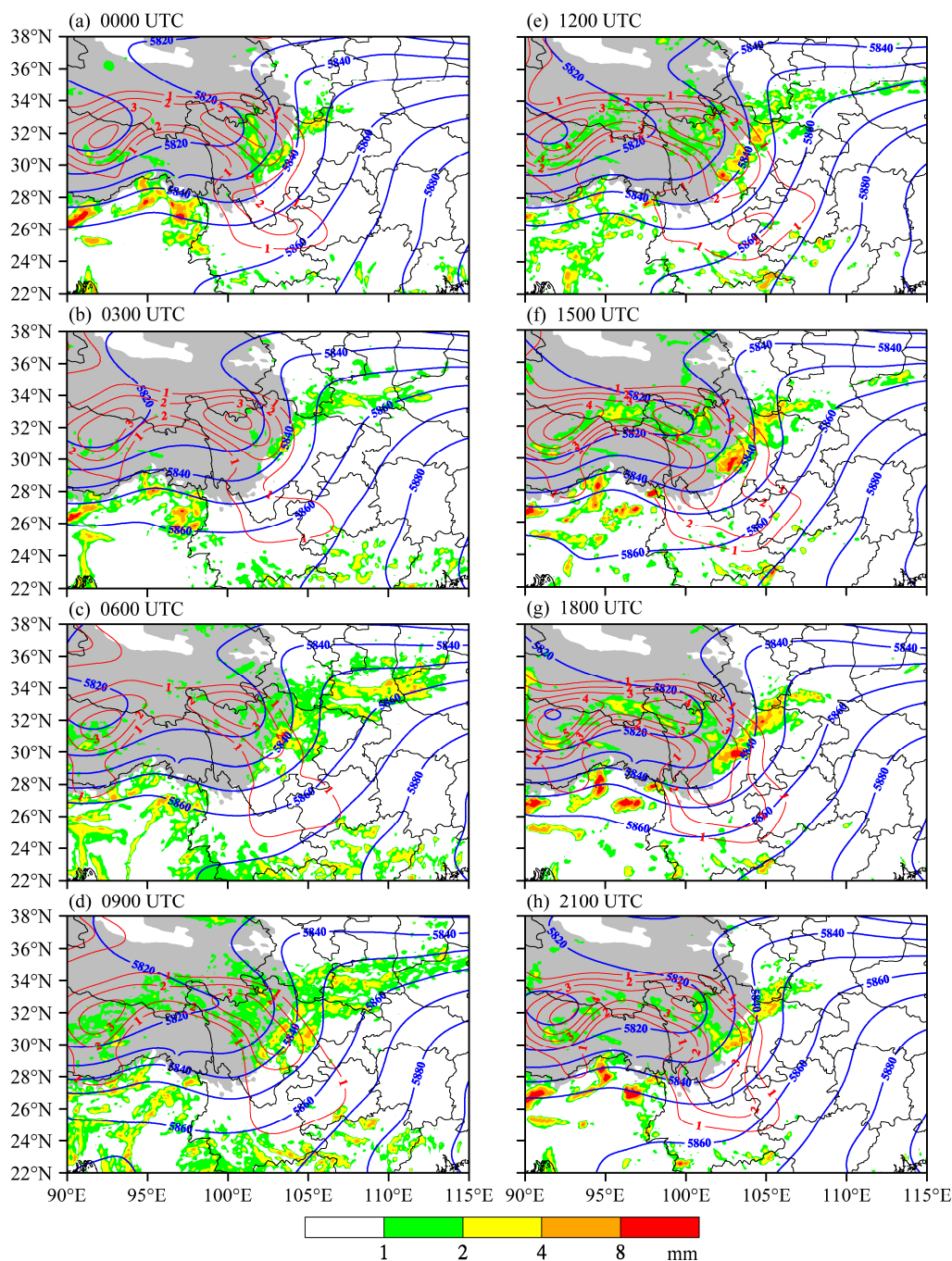


图6 2013年7月2~10日平均的对照试验500 hPa位势高度场(蓝色等值线,单位: gpm)、500 hPa正涡度(红色等值线,单位: 10^{-5} s^{-1})、小时降水量(填色,单位: mm h^{-1})的日变化,灰色阴影为地形高度大于3000 m区域

Fig. 6 Simulated diurnal variation of geopotential height at 500 hPa (blue lines, units: gpm), positive relative vorticity at 500 hPa (red lines, units: 10^{-5} s^{-1}), and hourly rainfall (colored areas, units: mm h^{-1}) averaged during 2–10 July 2013. Areas shaded in gray indicate where terrain $\geq 3000 \text{ m}$ in the control experiment

现,当青藏高原感热加热增强时,四川西北部和重庆地区降水增加,四川西南部和东北部降水减小;青藏高原感热加热减弱后,四川中部及东部与重庆交界处降水增加,川渝其他地区降水明显减小。该研究主要着眼于大尺度环流在试验前后产生的差

异,用环流异常来解释降水异常,但并未对下游中尺度系统的变化做进一步深入分析。下面,将通过对照试验与关闭感热和潜热敏感试验的对比分析,探讨青藏高原地表热通量的变化对此次四川盆地西部持续性暴雨过程的雨带、降水日变化、环流形

势、中尺度天气系统所产生的影响。

图 7 为模拟时段 2013 年 7 月 2 日 00:00 至 11 日 00:00, 敏感试验与对照试验的总降水差值。可以明显看出, 青藏高原主体(地形高度 3000 m 以上)降水明显减小, 但在高原的东南部地区降水有微弱增加, 高原东北部降水以微弱增加为主。盆地雨带呈东北—西南走向, 向东南移了 100~200 km, 盆地西南部、东北部降水都有所增强。仅从总雨量变化情况看, 关闭高原地面感热、潜热通量, 使

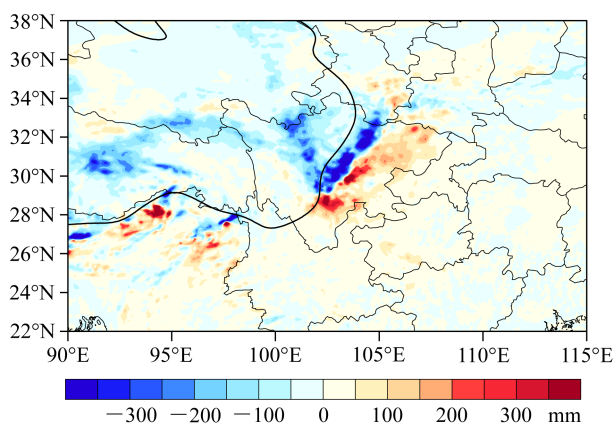


图 7 2013 年 7 月 2 日 00:00 至 11 日 00:00 敏感试验与对照试验模拟总雨量的差值分布(单位: mm), 黑色加粗实线为青藏高原 3000 m 的地形高度
Fig. 7 Distribution of precipitation difference (mm) between sensitivity experiment and control experiment during 0000 UTC 2 July to 0000 UTC 11 July 2013. The thick black solid line indicates 3000-m terrain height

得高原主体、东侧、盆地与高原陡峭地形过渡带降水明显减弱, 而使盆地西南部、中东部降水加强。

由敏感试验与对照试验沿雨带平均的每小时降水差值看出(图 8a), 6 日前, 敏感试验相比对照试验, 川西高原、盆地西部(105°以西)降水以减弱为主, 盆地中东部(105°E 以东)降水以增加为主。6 日后, 川西高原(103.5°E 以西)降水仍然以减弱为主, 8 日夜间减弱最多, 而盆地从西到东(104°E~106°E)均表现为降水加强。从平均逐小时降水量日变化差值发现, 川西高原降水傍晚至凌晨前后减弱最多(12:00 至 21:00), 盆地中东部降水有两个时间段显著增强(图 8b), 分别为 03:00 至 09:00、12:00 至 18:00, 但前一时段较后一时段的增强幅度弱, 最强降水发生在 15:00 左右, 川西高原降水减弱最强也发生在该时刻。总体而言, 降水强度仍表现出明显的日变化特征, 但日变化的强度较对照试验减弱, 即关闭青藏高原的热力作用只是削弱了降水的日变化强度, 这也表明高原的热力作用对四川盆地夜间降水峰值有一定影响, 但不是其形成的必要条件。

敏感试验中 200 hPa 位势高度场与对照试验有所差异(图略), 南亚高压在敏感试验中范围稍有减弱, 从傍晚(12:00)以后东伸脊点偏西, 南边界北抬, 但影响并不大。这说明, 虽然南亚高压主要

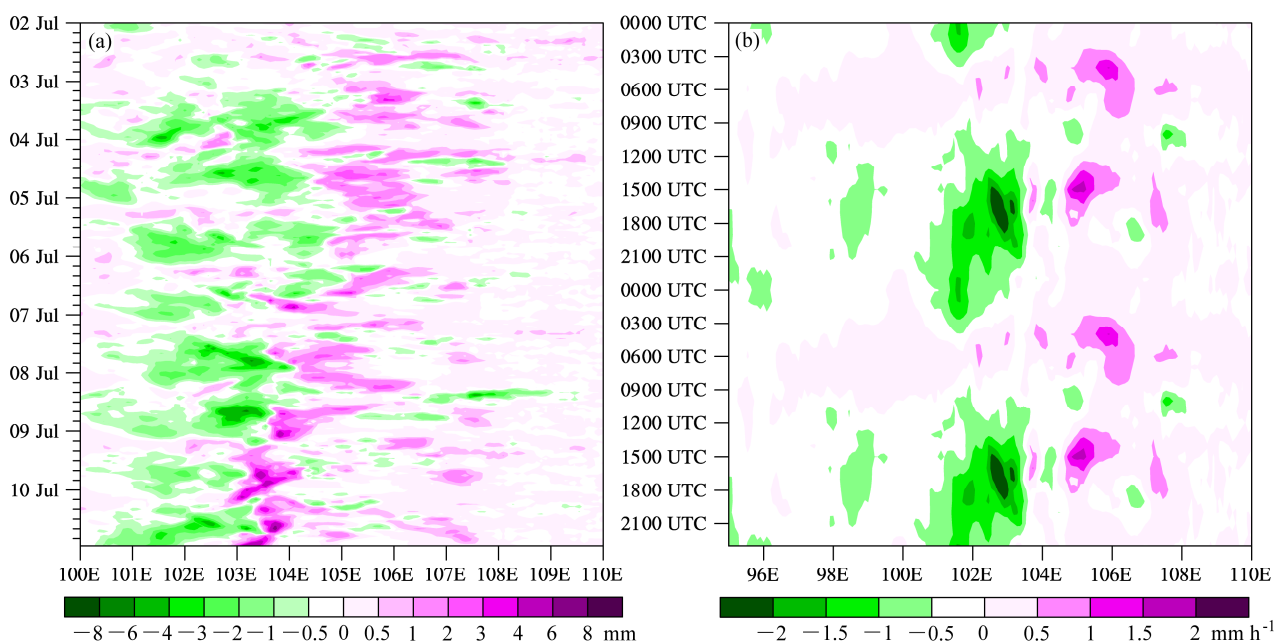


图 8 2013 年 7 月 2~10 日敏感试验与对照试验沿雨带(29°N~32°N)平均的(a)每小时降水差值(单位: mm)和(b)2013 年 7 月 2~10 日平均的每小时降水量日变化差值(单位: mm h⁻¹)

Fig. 8 Time-longitudinal diagram of (a) hourly rainfall difference (mm) and (b) hourly rain rate difference (units: mm h⁻¹) between sensitivity experiment and control experiment averaged over 29°N–32°N during 2–10 July 2013

是热力作用形成 (Flohn, 1960), 但在几天的尺度上, 关闭高原地表热力作用, 对南亚高压的影响并不明显。500 hPa 位势高度场和正涡度场 (图 9) 与对照试验相比 (图 6), 青藏高原上空低压槽消失, 正涡度减弱, 从 12:00 左右开始, 高原上空的正涡度中心向盆地延伸, 雨带位置东移至盆地中部地区, 降水在夜间 (15:00 至 18:00) 增加, 但降水强度较对照试验有所减弱。至 18:00 前后高原上涡度

又减弱, 但其在盆地中南部的正涡度中心仍维持, 对应降水中心。川西高原上西风槽强度仍存在明显的日变化, 中午前后减弱, 下午至傍晚 (09:00 至 12:00) 开始加深。

在敏感试验和对照试验 700 hPa 水平风场日变化的差值场中 (图 10), 盆地东北部在白天出现了很强的扰动涡旋 (00:00 至 09:00, 图 10a-10d)。与对照试验相比而言, 敏感试验中盆地西部偏北风增

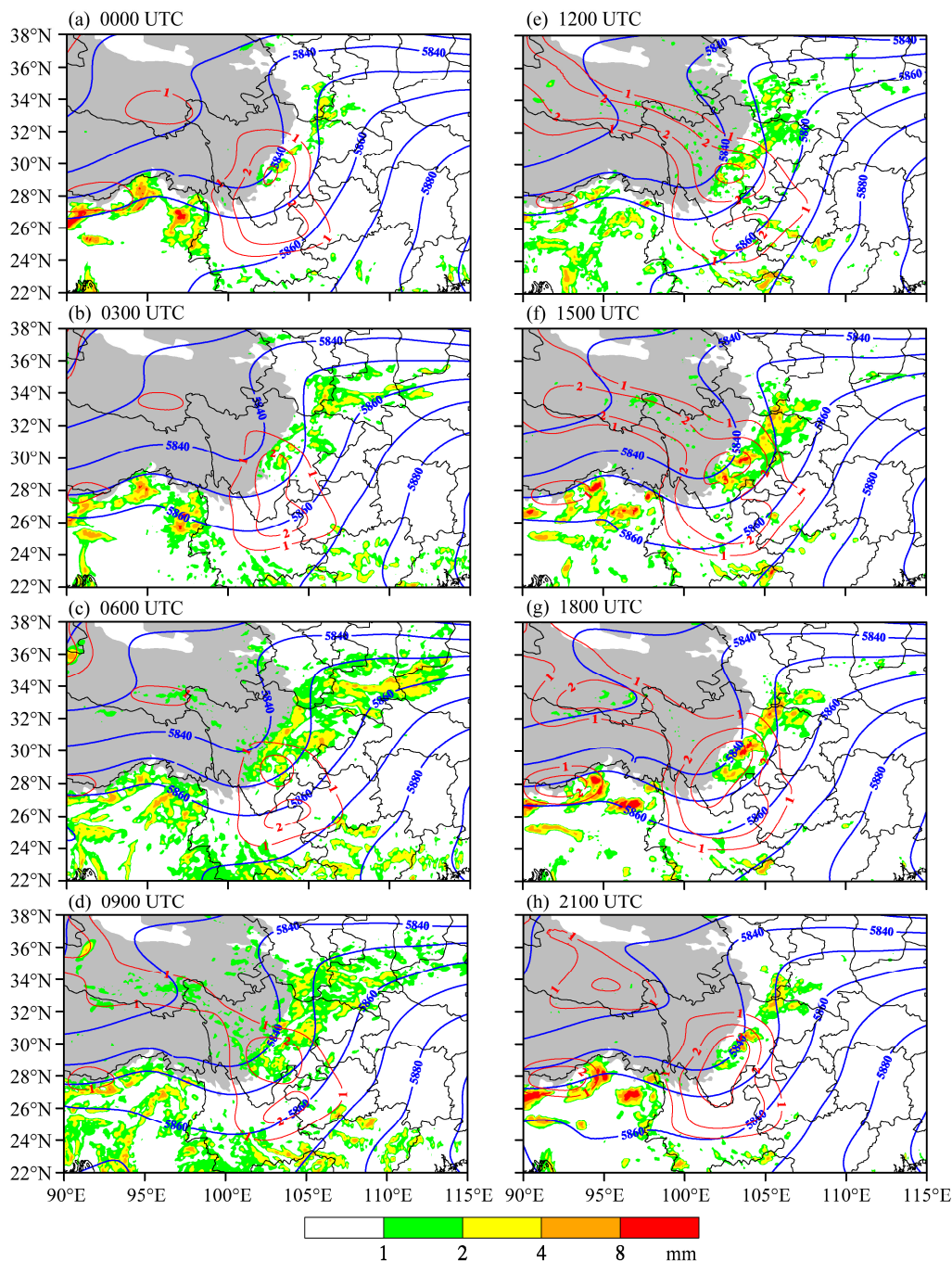


图9 同图6, 但为敏感试验的结果

Fig. 9 Same as Fig. 6, but for the sensitivity experiment

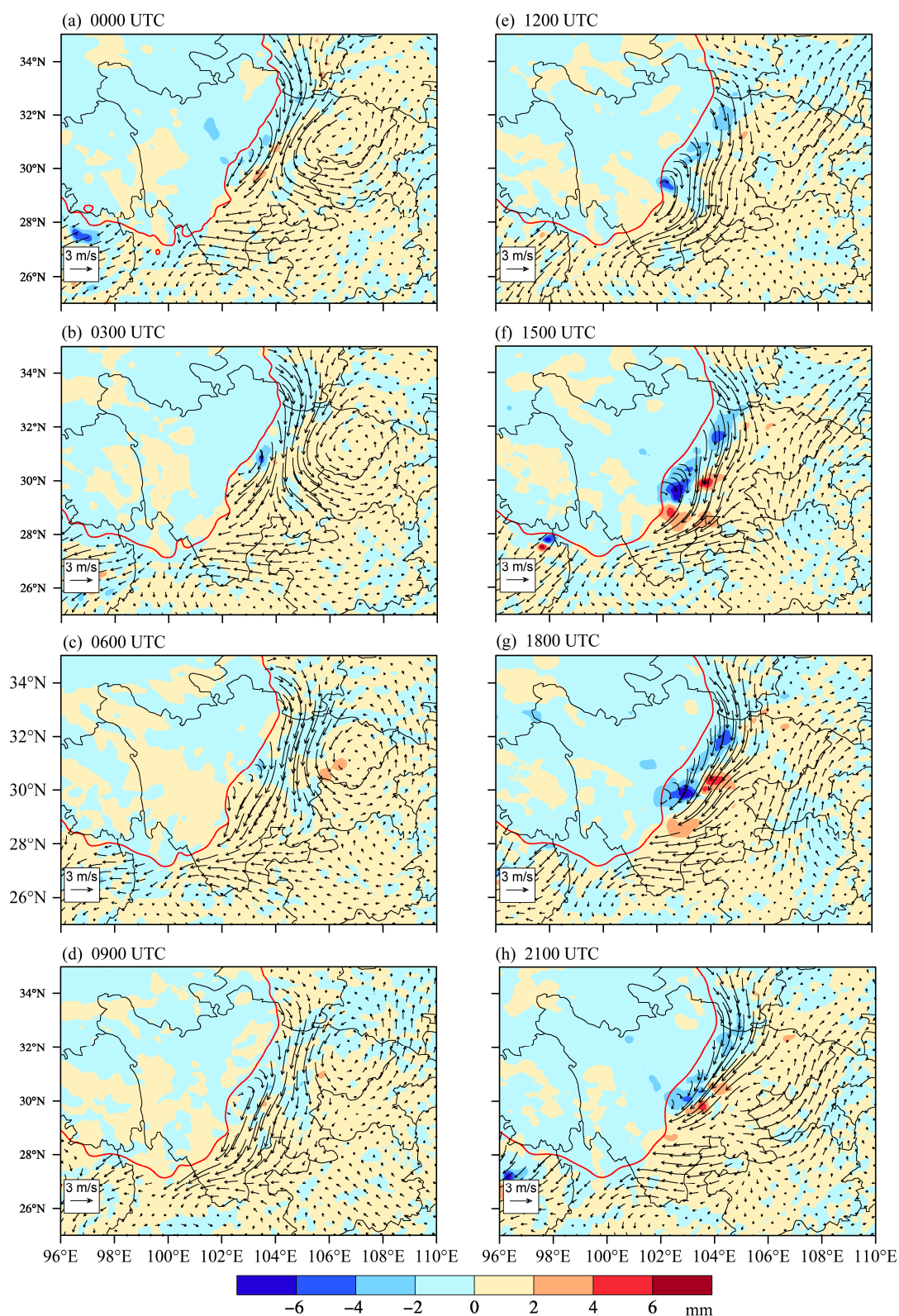


图 10 2013 年 7 月 2~10 日平均的敏感试验与对照试验 700 hPa 风场差值 (单位: m s^{-1}) 和每小时雨量差值 (填色, 单位: mm), 红线区域地形高度大于 3000 m

Fig.10 700 hPa wind differences (m s^{-1}) and hourly rainfall differences between sensitivity experiment and control experiment (colored, units: mm) averaged during 2–10 July 2013. The area surrounded by red line indicates elevation ≥ 3000 m

大,盆地东部偏南风有所增强,这两支强扰动气流有利于白天盆地东部扰动涡旋的增强。傍晚至凌晨(12:00至21:00),随着盆地西部北风扰动的增强,降水在川西高原与盆地过渡带地区降水明显减弱,但盆地中东部降水增加。盆地西南部在夜间(15:00)出现东南风扰动与东北风扰动的气旋性切变(图10f),在切变线西侧东北风扰动的区域内,降水显著增强。同时,在盆地中北部偏北风扰动和偏南风扰动交汇处,降水也有所增强。以上分析表明,关闭高原感热和潜热,高原上西风槽和正涡度减弱,系统的日变化也有所减弱,盆地西部的雨带东移,降水的强度和日变化稍有减弱,盆地中涡旋环流东移并增强,同样也表明了高原的热力作用只是形成四川盆地夜间降水峰值的原因之一。

3.3 盆地关键区涡度收支对比分析

前面的分析已经指出,青藏高原的热力作用关闭后只能减弱降水的日变化特征,四川盆地的夜雨特征仍然很显著,对应的环流也还存在明显的日变化。敏感试验中四川盆地850 hPa的涡旋增强,涡度的强弱能够直接反映涡旋发展的强弱,因此对涡旋进行涡度诊断分析可以较直观的反映西南涡的发生、发展和维持过程。本节将对涡度方程中各项的收支做定量计算,分析敏感试验与对照试验中西南涡涡度收支的差异。所选计算区域为(28.13°N~33.37°N, 103.70°E~110.0°E)(图1),即此次盆地西部持续性暴雨中西南涡稳定维持的区域。由于最强的降水时段是2013年7月7~9日,所以我们将对这一时段850 hPa盆地内涡旋关键区的涡度收支进行计算分析。

在 p 坐标系下,垂直涡度方程(舍去摩擦项)如下:

$$\frac{\partial \zeta_h}{\partial t} = (-\mathbf{V}_h \cdot \nabla \zeta_h - \mathbf{V}_h \nabla f) - \omega \frac{\partial \zeta_h}{\partial p} + \left(\frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} \right) - (\zeta_h - f) \nabla_h \cdot \mathbf{V}_h, \quad (1)$$

LHS HADV VADV DIV TILT

其中, ζ_h 是水平风产生的垂直方向上的涡度, $\mathbf{V}_h$ 是水平风矢量, ω 是垂直速度, f 是地转涡度。方程左边是涡度随时间的变化项 LHS; 方程右边第一项为绝对涡度的水平平流项 HADV; 第二项是相对涡度的垂直平流项 VADV; 第三项为散度项 DIV, 表示辐合辐散作用对涡旋涡度的影响; 第四项是倾斜 TILT, 表示在垂直运动的作用下, 水平涡度向垂直涡度的转化。

对照试验中(图11a), 850 hPa 西南涡也在夜间有明显的增强过程(LHS, 7月7日12:00至18:00和8日12:00至18:00), 右端各项(HADV、VADV、DIV、TILT)也都表现出明显的日变化特征, HADV和VADV在7月7日12:00至00:00以减小为主, DIV和TILT则以增加为主, 因此散度项和扭转项对西南涡的夜间增强起主导作用, 其中倾斜项 TILT 在7月7日14:00至15:00和8日14:00至15:00正作用最大, 即夜间高原和四川盆地间的热力环流圈环流(MPS)上升支(图略)加强了水平涡度向垂直涡度的转换(Zhang et al., 2014), 使倾斜项成为涡旋加强发展中最重要正贡献项。7月8日00:00至12:00, 倾斜项明显减弱, 说明水平涡度向垂直涡度的转换减小。敏感试验相比对照试验而言(图11b), 西南涡涡度的变化明显减弱, 尤其夜间西南涡的增强明显减弱。涡度方程右端各项的变化趋势和相对贡献与对照试验基本一致。但是倾斜项(TILT)的正贡献作用更强, 散度项(DIV)的正作用则有所减弱, 而垂直平流项(VADV)的负贡献作用变大, 水平平流项(HADV)的负作用强度变弱。整体来看, 敏感试验中西南涡涡度的增强也主要是倾斜项的正贡献作用。

由倾斜项的表达式可知, 决定倾斜项大小的最主要因子是水平风的垂直切变和垂直运动决定。对照试验中, 川西高原处中低层有较强的偏东风, 其携带水汽, 会在地形阻挡下抬升, 有利于降水(图略)。敏感试验中, 103°E以西偏北风有所加强, 不利于降水发生在川西高原至盆地西部(图10), 但在盆地中东部800 hPa附近低层偏南风加强(图略), 850 hPa与700 hPa之间的垂直风切变($\sqrt{(u_{700} - u_{850})^2 + (v_{700} - v_{850})^2}$, u_{850} 、 v_{850} 、 u_{700} 、 v_{700} 分别表示850 hPa、700 hPa纬向风和经向风)显示(图12), 川西高原至盆地西部地形过渡带垂直风切变明显减小, 而盆地中东部垂直风切变稍有加强(图12中红色圈所示), 即水平涡度强度增大, 在有利的垂直风场配合下, 利于盆地东部涡旋的加强, 从而雨带东移。

以上分析表明, 涡旋在夜间的发展主要是由于倾斜项和辐散项的正贡献起主要作用, 其中倾斜项的作用更大, 而白天倾斜项和散度项的正贡献较弱。敏感试验中, 夜间盆地中东部垂直风切变的增强使得倾斜项的正贡献增强, 涡旋的发展维持较长时间, 导致700 hPa四川盆地东部出现的气旋性扰

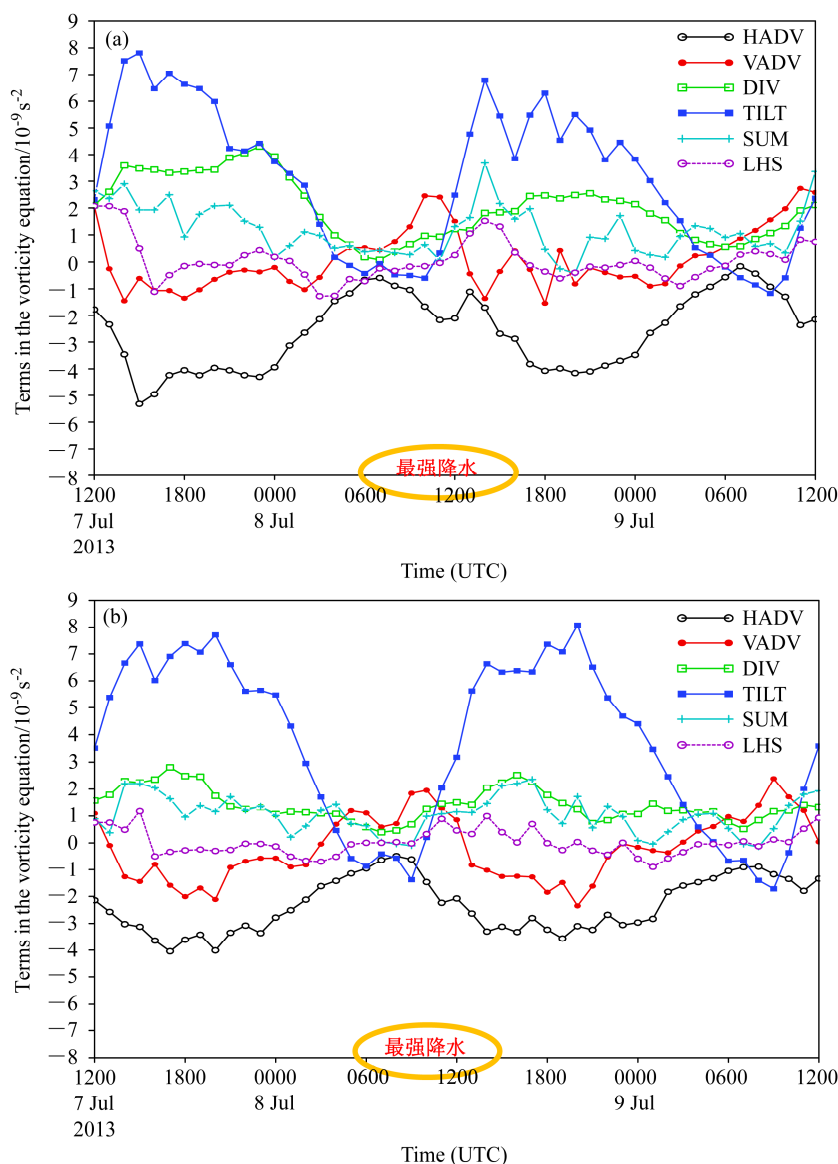


图 11 2013 年 7 月 7 日 12:00 至 9 日 12:00 关键区平均 850 hPa 涡度收支项 (单位: 10^{-9} s^{-2}), HADV 为绝对涡度的水平平流项, VADV 为相对涡度的垂直平流项, DIV 为散度项, TILT 为扭转项, SUM 为以上四项的总和, LHS 为方程左边项: (a) 对照试验; (b) 敏感试验

Fig. 11 Terms in the vorticity equation at 850 hPa from 1200 UTC 7 July to 1200 UTC 9 July 2013 (units: 10^{-9} s^{-2}): (a) Control experiment; (b) sensitivity experiment. HADV is horizontal vorticity advection; VADV is vertical vorticity advection; DIV is the term of divergence; TILT is the tilting term; SUM is the sum of the former four terms; LHS represents the term on the left-hand side of the vorticity equation

动涡旋较强, 降水主要发生在盆地中东部。通过对该个例的敏感试验分析说明, 青藏高原的热力作用对西南涡的强度和位置有所影响, 但并不是产生四川盆地内涡旋的必要条件。

4 结论

本文选取四川盆地西部 2013 年 7 月 1 日~10 日一次持续性暴雨过程, 通过半理想和敏感性数值

模拟, 研究青藏高原热力作用 (即地表的感热和潜热作用) 对四川盆地持续性暴雨过程的影响, 通过模拟与实况的对比分析, 以及四川盆地涡旋区域的半理想和敏感性试验的涡度收支对比。主要得到以下结论: (1) 关闭高原地面感热和潜热后, 高原地区的降水较对照试验明显减弱, 四川盆地西部降水减弱, 中东部降水有所加强; 四川盆地降水的日变化特征仍然存在, 但日变化的强度有所减弱, 这表明高原的热力作用可以影响四川盆地的降水强度

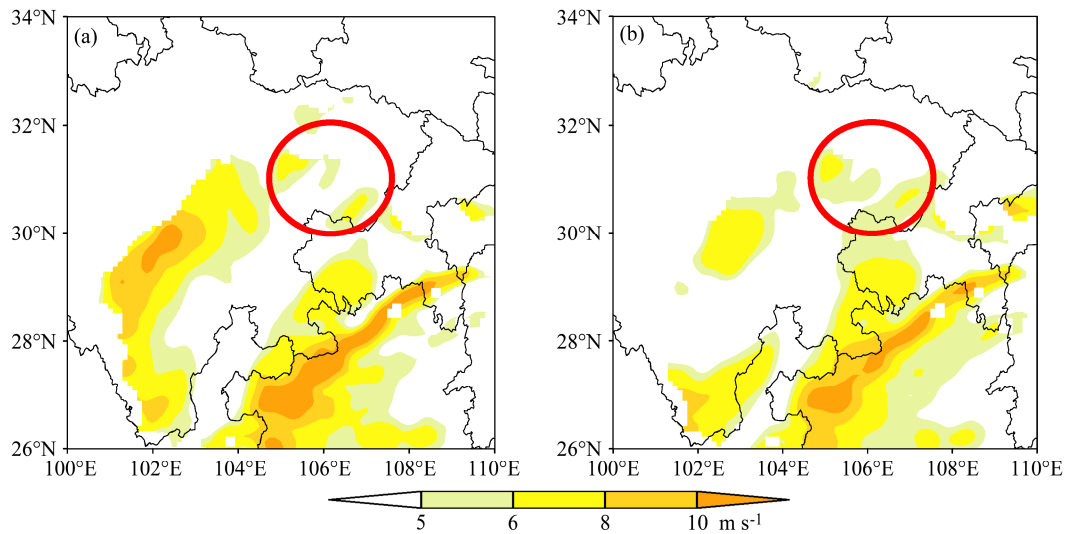


图 12 2013 年 7 月 7 日 12:00 至 9 日 12:00 平均 850 hPa 与 700 hPa 垂直风切变 (单位: m s^{-1}): (a) 对照试验; (b) 敏感试验。红色圈代表分析差异区域

Fig. 12 Averaged wind shears (units: m s^{-1}) between 850 hPa and 700 hPa from 1200 UTC 7 July to 1200 UTC 7 July 2013: (a) Control experiment; (b) sensitivity experiment. The red circles are used for comparison

和分布,但不是此地降水日变化的主导因素。(2) 关闭高原热力作用后,500 hPa 青藏高原上的槽消失,位于盆地中西部的背风槽强度范围有所减弱,从高原向盆地的正涡度输送也明显减弱,但 700 hPa 盆地东部出现扰动气旋性涡旋。这表明,高原的热力作用对其周边地区的环流特征有显著的影响,虽然它不是西南涡形成的必要条件,但也能改变西南低涡的生成位置和强度。(3) 对强降水发生前后涡旋发展关键区的涡度收支分析发现,对照和敏感试验中,倾斜项均为涡旋在夜间发展最重要的正贡献项,在青藏高原的热力作用减弱后,盆地中东部对流层低层垂直风切变有所增强,并在有利的垂直运动分布条件下,使得夜间倾斜项的正贡献增强,这有利于涡旋的增强和维持。这说明,高原的热力作用可以通过改变下游的环流特征来调控西南涡的演变过程。本文仅从个例的半理想和敏感性模拟研究高原的热力作用对四川盆地持续性降水的作用,而对比高原热力作用的具体影响机理还需要更多个例和理想模拟来进一步深入研究。

参考文献 (References)

Bao X H, Zhang F Q. 2013. Impacts of the mountain-plains solenoid and cold pool dynamics on the diurnal variation of warm-season precipitation over Northern China [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13 (14): 6965–6982, doi:10.5194/acp-13-6965-2013.

陈忠明, 闵文彬, 刘富明. 2003. 青藏高原地表热源异常与四川盆地夏

季降水的关联 [J]. *气象*, 29 (5): 8–12. Chen Zhongming, Min Wenbing, Liu Fuming. 2003. Relationship between surface heating fields over Qinghai-Xizang Plateau and precipitation in Sichuan Basin during summer [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 29 (5): 8–12, doi:10.3969/j.issn.1000-0526.2003.05.002.

陈忠明, 闵文彬, 缪强, 等. 2004. 高原涡与西南涡耦合作用的个例诊断 [J]. *高原气象*, 23 (1): 76–80. Chen Zhongming, Min Wenbin, Miao Qiang, et al. 2004. A case study on coupling interaction between plateau and southwest vortices [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 23 (1): 76–80, doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2004.01.011.

董敏, 朱文妹, 徐祥德. 2001. 青藏高原地表热通量变化及其对初夏东亚大气环流的影响 [J]. *应用气象学报*, 12 (4): 458–468. Dong Min, Zhu Wenmei, Xu Xiangde. 2001. The variation of surface heat flux over Tibet Plateau and its influences on the East Asia circulation in early summer [J]. *Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese)*, 12 (4): 458–468, doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2001.04.008.

Duan A M, Wang M R, Lei Y H, et al. 2013. Trends in summer rainfall over China associated with the Tibetan Plateau sensible heat source during 1980–2008 [J]. *J. Climate*, 26 (1): 261–275, doi:10.1175/JCLI-D-11-00669.1.

段海霞, 陆维松, 毕高贵. 2008. 凝结潜热与地表热通量对一次西南低涡暴雨影响分析 [J]. *高原气象*, 27 (6): 1315–1323. Duan Haixia, Lu Weisong, Bi Gaogui. 2008. Impact of the condensation heating and surface heat flux on a rainstorm event of southwest vortex [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 27 (6): 1315–1323.

Flohn H. 1957. Large-scale aspects of the “summer monsoon” in South and East Asia [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 75: 180–186.

Flohn H. 1960. Recent investigations on the mechanism of the “summer monsoon” of southern and eastern Asia [C]//*Proceedings of Monsoon of the World*. New Delhi: Hindu Union Press, 75–88.

傅慎明, 孙建华, 赵思雄, 等. 2011. 梅雨期青藏高原东移对流系统影响

- 江淮流域降水的研究 [J]. 气象学报, 69 (4): 581–600. Fu Shenming, Sun Jianhua, Zhao Sixiong, et al. 2011. A study of the impacts of the eastward propagation of convective cloud systems over the Tibetan Plateau on the rainfall of the Yangtze Huai River basin [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 69 (4): 581–600, doi:10.11676/qxxb2011.051.
- 何光碧. 2006. 高原东侧陡峭地形对一次盆地中尺度涡旋及暴雨的数值试验 [J]. 高原气象, 25 (3): 430–441. He Guangbi. 2006. Simulation of impact of steep terrain on east side of Qinghai–Xizang Plateau on mesoscale vortex and rain storm over the basin [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 25 (3): 430–441, doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2006.03.011.
- Huang W R, Wang S Y. 2014. Impact of land–sea breezes at different scales on the diurnal rainfall in Taiwan [J]. Climate Dyn., 43 (7–8): 1951–1963, doi:10.1007/s00382-013-2018-z.
- 李雪松, 罗亚丽, 管兆勇. 2014. 2010年6月中国南方持续性强降水过程: 天气系统演变和青藏高原热力作用的影响 [J]. 气象学报, 72 (3): 428–446. Li Xuesong, Luo Yali, Guan Zhaoyong. 2014. The persistent severe rainfall over southern China in June 2010: The evolution of synoptic systems and the Tibetan Plateau's heating effect [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 72 (3): 428–446, doi:10.11676/qxxb2014.035.
- 李永华, 卢楚翰, 徐海明, 等. 2011. 夏季青藏高原大气热源与西南地区东部旱涝的关系 [J]. 大气科学, 35 (5): 422–434. Li Yonghua, Lu Chuhan, Xu Haiming, et al. 2011. Contemporaneous relationships between summer atmospheric heat source over the Tibetan Plateau and drought/flood in eastern Southwest China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Science (in Chinese), 35 (5): 422–434, doi:0.3878/j.issn.1006-9895.2011.03.04.
- 梁玲, 李跃清, 胡豪然, 等. 2013. 青藏高原夏季感热异常与川渝地区降水关系的数值模拟 [J]. 高原气象, 32 (6): 1538–1545. Liang Ling, Li Yueqing, Hu Haoran, et al. Numerical study of influence of sensible heat anomalies in summer over Qinghai–Xizang Plateau on rainfall in Sichuan–Chongqing regions [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 32 (6): 1538–1545.
- 刘新, 吴国雄, 李伟平, 等. 2001. 夏季青藏高原加热和大尺度流场的热力适应 [J]. 大气科学, 11 (1): 33–39. Liu Xin, Wu Guoxiong, Li Weiping, et al. 2001. Thermal adaptation of the large-scale circulation to the summer heating over the Tibetan Plateau [J]. Progress in Nature Science (in Chinese), 11 (1): 33–39, doi:10.3321/j.issn:1002-008X.2001.01.006.
- 罗四维, 何梅兰, 刘晓东. 1993. 关于青藏高原低涡的研究 [J]. 中国科学 (B 辑), 23 (7): 778–784. Luo Siwei, He Meilan, Liu Xiaodong. 1994. Study on the vortex of the Qinghai–Xizang (Tibet) Plateau in summer [J]. Science in China. Series B, Chemistry, Life Sciences & Earth Sciences, 37 (5): 601–612.
- 孙建华, 李娟, 沈新勇, 等. 2015. 2013 年 7 月四川盆地一次特大暴雨的中尺度系统演变特征 [J]. 气象, 41 (5): 533–543. Sun Jianhua, Li Juan, Shen Xinyong, et al. 2015. Mesoscale system study of extreme rainfall over Sichuan basin in July 2013 [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 41 (5): 533–543, doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2015.05.002.
- Sun, J. H., and Zhang, F. Q., 2012. Impacts of mountain-plains solenoid on diurnal variations of rainfalls along the Mei-yu front over the East China plains [J]. Monthly Weather Review, 140, 379–397.
- Trier S B, Davis C A, Ahijevych D A. 2010. Environmental controls on the simulated diurnal cycle of warm-season precipitation in the continental United States [J]. J. Atmos. Sci., 67 (4) 1066–1090, doi:0.1175/2009JAS3247.1.
- Trier S B, Davis C A, Carbone R E. 2014. Mechanisms governing the persistence and diurnal cycle of a heavy rainfall corridor [J]. J. Atmos. Sci., 71 (11): 4102–4126, doi:10.1175/JAS-D-14-0134.1.
- 吴国雄, 刘屹岷, 刘新, 等. 2005. 青藏高原加热如何影响亚洲夏季的气候格局 [J]. 大气科学, 29 (1): 47–56. Wu Guoxiong, Liu Yimin, Liu Xin, et al. 2005. How the heating over the Tibetan Plateau affects the Asian climate in summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 29 (1): 47–56, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2005.01.06.
- Xu X D, Lu C G, Shi X H, et al. 2010. Large-scale topography of China: A factor for the seasonal progression of the Meiyu rainband? [J]. J. Geophys. Res., 115 (D2): D02110, doi:10.1029/2009JD012444.
- 叶笃正, 罗四维, 朱抱真. 1957. 西藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡 [J]. 气象学报, 28 (2): 108–121. Ye Duzheng, Luo Siwei, Zhu Baozhen. 1957. The wind structure and heat balance in the lower troposphere over Tibetan Plateau and its surrounding [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 28 (2): 108–121, doi:10.11676/qxxb1957.010.
- 叶笃正, 高由禧. 1979. 青藏高原气象学 [M]. 北京: 科学出版社, 278pp.
- Ye Duzheng, Gao Youxi. 1979. Meteorology of the Qinghai–Xizang Plateau [M] (in Chinese). Beijing: Science Press, 278pp.
- 章基嘉, 徐祥德, 苗俊峰. 1995. 青藏高原地面热力异常对夏季江淮流域持续暴雨形成作用的数值试验 [J]. 大气科学, 19 (3): 270–276. Zhang Jijia, Xu Xiangde, Miao Junfeng. 1995. A numerical experiment of the effect of anomalous thermal forcing of Tibetan Plateau ground surface on the formation of persistent heavy rain in summer over the Yangtze–Huaihe basin [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 19 (3): 270–276, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1995.03.02.
- 张顺利, 陶诗言, 张庆云, 等. 2002. 长江中下游致洪暴雨的多尺度条件 [J]. 科学通报, 47 (6): 467–473. Zhang Shunli, Tao Shiyang, Zhang Qingyun, et al. 2002. Large and meso- α scale characteristics of intense rainfall in the mid- and lower reaches of the Yangtze River [J]. Chinese Science Bulletin, 47 (9): 779–786, doi:10.3321/j.issn:0023-074X.2002.06.017.
- Zhang Y C, Sun J H, Fu S M. 2014. Impacts of diurnal variation of mountain-plains solenoid circulations on precipitation and vortices East of the Tibetan Plateau during the Mei-yu season [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 31 (1): 139–153, doi:10.1007/s00376-013-2052-0.
- 赵春玉, 王叶红. 2010. 高原涡诱发西南涡特大暴雨成因的个例研究 [J]. 高原气象, 29 (4): 819–831. Zhao Chunyu, Wang Yehong. 2010. A case study on Plateau vortex inducing southwest vortex and producing extremely heavy rain [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 29 (4): 819–831.
- 赵勇, 钱永甫. 2009. 青藏高原地区地表热力异常与夏季东亚环流和江淮降水的关系 [J]. 气象学报, 67 (3): 397–406. Zhao Yong, Qian Yongfu. 2009. Relationship between the Tibetan Plateau surface thermal anomalies and the summer circulation over East Asia and rainfall in the Yangtze and Huaihe River areas [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 67 (3): 397–406, doi:10.11676/qxxb2009.039.