

文章编号: 2096-1618(2024)01-0093-08

青藏高原感热变化对一次降水过程的数值实验

马龙腾飞, 宋敏红, 张少波, 朱昌睿
(成都信息工程大学大气科学学院, 四川 成都 610225)

摘要:为探讨青藏高原地表感热通量对高原降水的影响,利用 NCEP FNL 再分析资料、全国范围日值降水格点资料和中尺度天气模式(WRF),对 2016 年 6 月下旬至 7 月上旬青藏高原上一次高原低涡系统东移引起的降水过程进行感热通量变化的敏感性模拟实验,通过对比分析探讨高原地表感热输送的变化对高原低涡系统东移和降水的影响。结果表明,在那曲附近生成并东移至高原东侧的低涡系统平均强度受高原地表感热加热的影响增加 12% 左右,引发的高原区域总降水强度增加 53% 左右。从高原东侧沿着长江流域东移至江苏地区的低涡系统平均强度受高原地表感热加热的影响增加 21% 左右,在东移区域引发的总降水强度增加 23% 左右。此低涡系统引发的第一次降水峰值发生在四川盆地东侧,高原地表感热加热使经向降水范围增加;第二次降水峰值发生在长江流域中上游,高原地表感热加热使降水峰值区域从零星变为连续;高原地表感热加热使此低涡系统入海前引发的江苏地区降水范围大幅增加。

关键词:高原涡;数值模拟;结构特征;诊断分析

中图分类号:P426

文献标志码:A

doi:10.16836/j.cnki.jcuit.2024.01.014

0 引言

在北半球夏季,青藏高原上空经常出现一种低压系统,通常称为青藏高原涡旋^[1]。高原涡典型水平空间尺度为 400~800 km,垂直方向空间尺度为 2~3 km^[2],涡度的最大值通常在 500 hPa 附近出现^[1]。高原低涡系统的发生和发展具有明显的日变化特征,北京时间 18~00 时为高原低涡系统出现频率最高的时间段^[3]。通过气候统计和诊断的研究,发现高原低涡系统的生成与青藏高原地表感热加热^[4]、低层大气的低频振荡^[5]、大气热源的水平和垂直发布^[6]、青藏高原高层南亚高压的东西振荡和低层南北气流的汇合^[7]、副热带高压的强度和位置的年际变化等显著相关^[8]。高原低涡系统一般在青藏高原的西北部生成^[9],大多数高原低涡系统在 12~24 h 在高原的东北部衰减或消失^[10]。在一定的环流条件下,少数高原低涡可以在高原上持续数天^[11]或者东移^[12],东移的高原低涡系统可以直接或间接导致中国东部下游地区发生暴雨等极端天气事件^[13]。

2016 年夏季,长江流域中下游地区^[14]发生了一系列连续强降雨事件;6 月 30 日至 7 月 6 日发生了一次打破历史纪录的强降雨事件,湖北省和安徽省的一些站点的周累计降雨量超过 500 mm,武汉市中心地区的最大降雨量甚至超过 1000 mm^[15]。这次持续较长时间的降雨事件导致了严重的洪涝灾害和超过 330 人的伤亡,经济损失至少 220 亿元,成为中国历史上第二大与天气有关的自然灾害^[16]。最强的降雨出现在 6 月 30 日 21 时左右,24 h(6 月 30 日 6 时至 7 月 1 日 6 时)累计降雨量大于 160 mm,主要发生在湖北—安徽—江西省(29.5°N~

33°N, 113°E~119°E)。马婷等^[13]将这一极端降雨事件的发生与高原涡东移相关的位势涡度平流联系在一起。通过对高原涡相关方程的定量诊断,发现在该事件中剧烈的上升运动是由位涡平流随高度增加而引起的。但没有研究在这个极端事件中高原感热加热对高原涡及其相关降水的贡献。所以本文对此次过程进行数值模拟实验,通过对比分析控制性实验和改变高原地表感热输送的敏感性实验,探讨高原地表感热输送的变化对高原涡东移和降水的影响。

1 资料和模式设计

1.1 资料

美国国家环境预报中心(NCEP)提供 1°×1°的 FNL 再分析数据,时间间距为 6 h。NCEP FNL 再分析资料为探索天气尺度过程提供优良的条件,并为 WRF 模式提供初始场和侧边界数据。NCEP FNL 数据的垂直分布为 26 个层次,水平分布涵盖了全球范围,包括风场、温度场、高度场、海平面气压场和海温(sst)。

国家气象信息中心提供了水平分辨率为 0.5°×0.5°,时间范围为 2016 年 6 月 27 日至 7 月 2 日全国范围日值降水格点资料,主要是通过薄盘样条差值法将 2472 个国家级地面气象观测站插值得到。

1.2 方法

为显示高原涡演化过程中表面感热通量的特性,计算位势涡度(PV)表示涡度。位势涡度的一般定义由 Ertel(1942)^[17]提出:

$$Q = \rho^{-1} \zeta_{\alpha} \cdot \nabla \theta$$

式中, Q 为位势涡度, ρ 为空气密度, ζ_{α} 为绝对涡度, θ 为位势温度。

1.3 模式设计

Weahter Research and Forecast 模式(简称 WRF 模式)是美国国家大气环境研究中心、美国国家大气研究中心、美国国家大气海洋局的预报系统实验室和俄克拉荷马大学的暴雨分析预报中心等多家单位共同研发的,具有分辨率较高并且新型非静力平衡的特点。

本文采用 WRFV4.1.2 模式,创建一个10 km网格分辨率的单层模拟区域,并在此基础上对2016年6月27日至7月2日的高原低涡过程进行数值模拟。分别设置508个东西网格点和445个东南北网格点,覆盖中国全部地区(图1),从地表到模式顶部50 hPa有32个垂直层,采用NCEP FNL再分析资料。在其他数值模拟对青藏高原降水事件模拟研究的基础上^[18-19],采用的WRF模拟实验物理方案如下:WSM6微物理^[20],Betts-Miller-Janjic积云对流^[21],Noah-MP陆面模式^[22],YSU行星边界层^[23],Dudhia短波辐射和RRTM长波辐射方案^[24]。模式模拟初始化时间为2016年6月27日08时(北京时,下同),结束时间为2016年7月2日02时,2 h输出一次模拟结果。为研

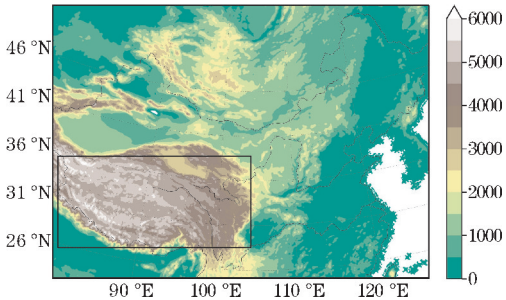


图1 模拟区域地形
(黑色框区表示关闭青藏高原地表感热输送区域)

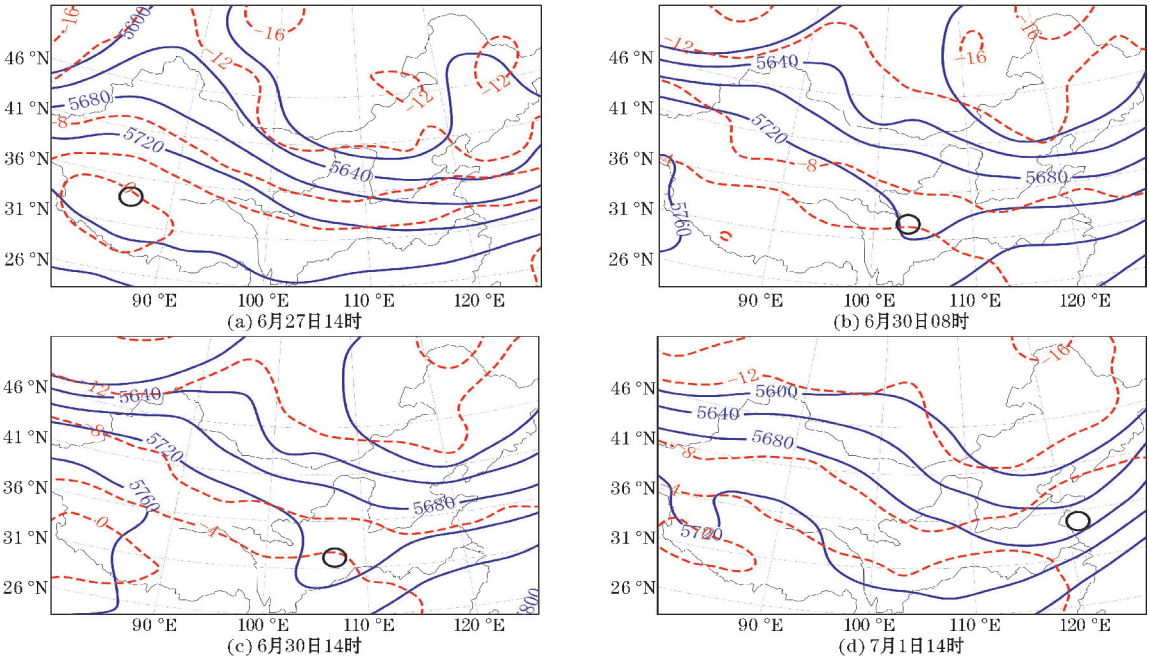


图2 2016年6月28日至7月1日东亚地区500 hPa环流形势场(黑色空心“○”代表低涡中心的位置,蓝色实线为位势高度,红色虚线为等温线)

究青藏高原地表感热加热对高原低涡系统的产生和发展的贡献,进行了2个数值实验:控制性实验(CTL)采用上述WRF物理方案;敏感性实验(TP_NS)采用与CTL相同的物理方案,通过将WRF模式中的Noah-MP陆面模式中青藏高原地表感热输送项设置为0,将TP_NS实验中青藏高原地表感热通量关闭。

2 个例介绍

2016年6月27-30日,青藏高原东北地区发生了一次与高原涡发生、发展有关的强降水事件^[13]。2016年6月27日12时,高原涡在那曲附近生成;因为那曲附近为偏西气流,平流作用引起位涡中心向东移动;高原涡于6月29日12时移入林芝,并受偏北风的作用南移;从6月29日21时开始,高原涡开始向偏东方向运动,并于30日06时离开高原东部;在30日12-22时继续沿着长江中上游方向运动;7月1日00时高原涡移入长江中下游主要地区;随后在7月1日12时移出长江中下游,最终在7月1日18时移入海洋。在高原涡东移过程中,高原东部地区和长江流域发生了一次与高原涡相关的强降雨事件。

为进一步分析此次高原低涡系统的环流形势,基于FNL数据集绘制东亚地区500 hPa环流场形势图(图2)。在高原低涡系统产生降水的初始阶段(2016年6月27日12时),昌都附近生成一个弱槽(图2a),并已形成一个闭合、中心温度较高的低涡系统;在随后的70 h内,槽向东移动、加深,并在6月30日08时移出高原东侧(图2b);在降水大值时(6月30日14时)重庆地区附近槽较6月30日08时刚移出高原时明显加强(图2c)。7月1日14时,闭合区域明显消失并东移至江苏附近,高原涡入海(图2d)。

3 模拟结果分析

3.1 环流形势和降水特征分析

为诊断此次高原涡的东移天气过程,图3展示了高原涡移出高原后整个东移过程500 hPa环流场的变化。初始阶段(2016年6月30日08时)在高原东侧林芝附近已经出现一个小槽(图3a);第一次降水峰值(6月30日14时)时期槽东移到四川盆地附近(图3b),并发展加深;第二次降水峰值(7月1日00时)时期槽继续东移到华南地区附近(图3c),并发展为大槽;高原涡入海阶段(7月1日18时)槽进一步东移到华东地区(图3d),较前期已经明显减弱。

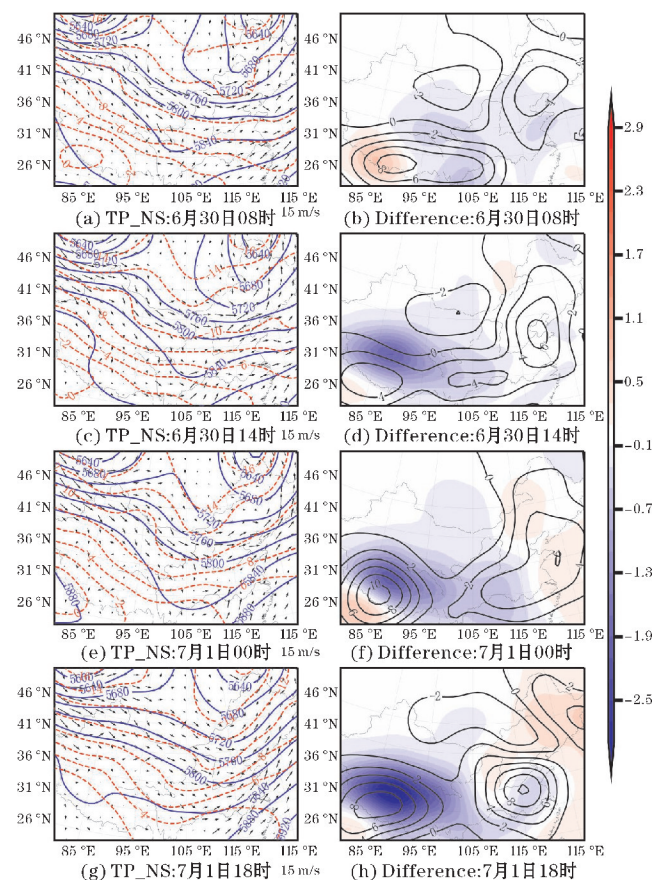


图3 2016年6月30日至7月1日东亚地区500 hPa环流形势场(蓝色、黑色实线为位势高度,红色虚线为等温线,黑色矢量箭头为风场)

此外,通过 TP_NS 敏感性实验,研究高原地表感热加热对高原涡移出高原后500 hPa位势高度场和温度场的影响(图3右列)。TP_NS 实验中500 hPa气压差值中心从6月30日08时的高原东侧附近沿着长江流域东移(图3b),在7月1日18时入海(图3h),升压范围在0~10 hPa;高原和长江流域500 hPa降温幅度在0℃~2℃。总体结果表明,高原地表感热加热通过使500 hPa降压和升温来增强500 hPa高原涡的辐合上升能力。

图4展示了高原涡移出高原后整个东移过程地面形势场的变化。在第一次降水峰值(6月30日14时)时期四川盆地东部出现强烈的南北辐合上升气流(图4a),第二次降水峰值(7月1日00时)时期重庆地区出现强烈的南北辐合上升气流(图4e),高原涡入海时期(7月1日18时)江苏地区地面出现辐散气流(图4g)。

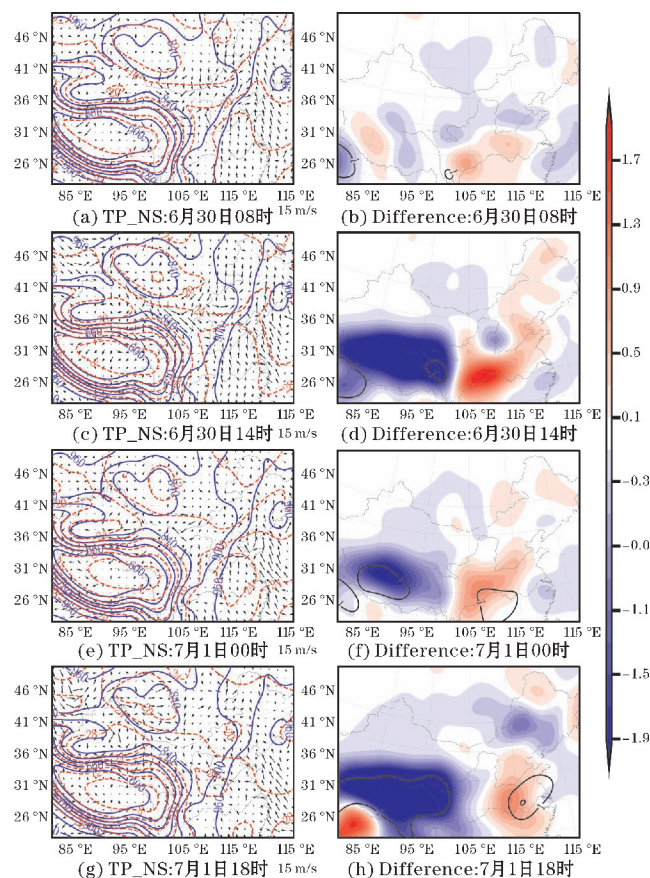


图4 2016年6月30日至7月1日东亚地区地面形势场(蓝色、黑色等值线海平面气压场,红色等值线为地表2 m温度场,黑色矢量箭头为地表10 m风场)

此外,通过 TP_NS 敏感性实验,研究了高原地表感热加热对高原涡移出高原后地面气压场和温度场的影响(图4右列)。TP_NS 实验中,高原涡刚移出高原东侧时期(6月30日08时)四川盆地西南部地面气压比 CTL 实验中高1 hPa左右(图4b),地表2 m温度在四川盆地东部比 CTL 实验中高0.8℃左右;第一次降水峰值(6月30日14时)时期地表2 m温度在四川盆地东部比 CTL 实验中高1.8℃(图4d);第二次降水峰值(7月1日00时)时期湖南湖北交界处地面气压比 CTL 实验中高1 hPa左右,地表2 m温度在重庆地区比 CTL 实验中高0.8℃左右(图4f);高原涡入海时期(7月1日18时)江苏地区地面气压比 CTL 实验中高2 hPa左右,地表2 m温度在湖北地区比 CTL 实验中高1℃左右(图4g)。总体结果表明,地表感热加热通过使高原涡东移阶段中心附近地面气压降低1 hPa左右。

为研究高原涡引发的降水,图 5 展示了分辨率为 10 km 网格的模拟区域从 2016 年 6 月 28 日 00 时至 7 月 2 日 00 时,中国气象数据服务中心的自动站 $0.1^{\circ}\times 0.1^{\circ}$ 分辨率(图 5 左列)和 WRF 模拟(CTL)的逐日降水量(图 5 中间列)。2016 年 6 月 28 日,高原主体范围实况逐日降水量只有那曲东部一小部分地区大于 10 mm(图 5a),CTL 实验高原南部大部分地区降水量大于 10 mm(图 5b);2016 年 6 月 29 日,高原主体范围实测逐日降水量在那曲东部大部分地区大于 10 mm(图 5d),CTL 实验高原南部大部分地区降水量大于 10 mm(图 5e);2016 年 6 月 30 日,实测逐日降水量中心位于四川盆地东部附近(图 5g),峰值达到 80 mm,雨带沿着长江流域上游地区,CTL 实验逐日降水量准确模拟出降水范围、降水量大值中心及降水量(图 5h);2016 年 7 月 1 日,实测逐日降水中心位于湖北、安徽、江苏地区附近(图 5j),峰值超过 120 mm,雨带沿着长江流域下游地区,CTL 实验逐日降水量准确模拟出降水范围(图 5k)、降水量大值中心,但是降水大值中心的降水量稍小于实测。总体而言,CTL 实验在整个长江流域地区成功模拟出由此次高原涡引发的降水

的范围和强度,但在高原范围的模拟效果较差。

通过上文对环流形势的诊断分析后,再来着重分析 CTL 实验与 TP_NS 实验在高原涡移出高原东侧的初始阶段(2016 年 6 月 30 日 08 时)、第一次降水峰值(6 月 30 日 14 时)时期、第二次降水峰值(7 月 1 日 00 时)时期、高原涡入海阶段(7 月 1 日 18 时)的降水量差异(图 6)。初始阶段(2016 年 6 月 30 日 08 时)TP_NS 实验的降水量在四川盆地附近的范围远小于 CTL 实验(图 6b),降水峰值强度仅为 20 mm,低于 CTL 实验的峰值强度 30 mm;第一次降水峰值(6 月 30 日 14 时)时期 TP_NS 实验的降水在四川盆地东部附近的分布范围从 CTL 实验的经向分布变为纬向分布(图 6d),降水量峰值范围低于 CTL 实验;第二次降水量峰值(7 月 1 日 00 时)时期 CTL 实验的降水沿着长江中上游紧密分布(图 6f),而 TP_NS 实验降水沿着长江中上游稀疏分布;高原涡入海阶段(7 月 1 日 18 时)CTL 实验的降水沿着长江中下游紧密分布(图 6h),而 TP_NS 实验降水沿着长江中下游只有很稀疏的零星分布。总体结果表明,高原地表感热加热会使高原涡引起的长江流域地区降水范围增大,且大值中心的范围也会增大。

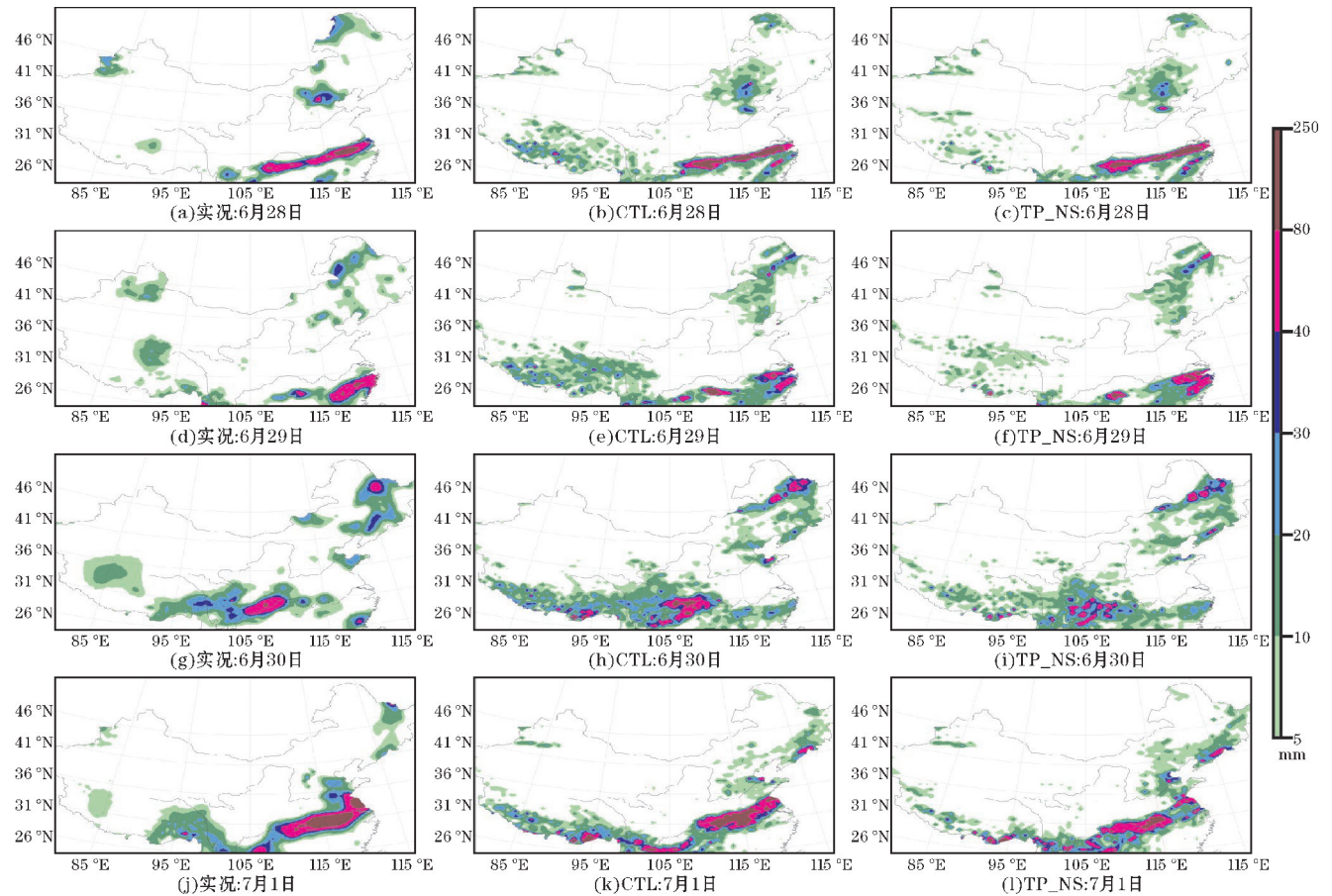


图 5 2016 年 6 月 28 日至 7 月 1 日东亚地区逐日降水

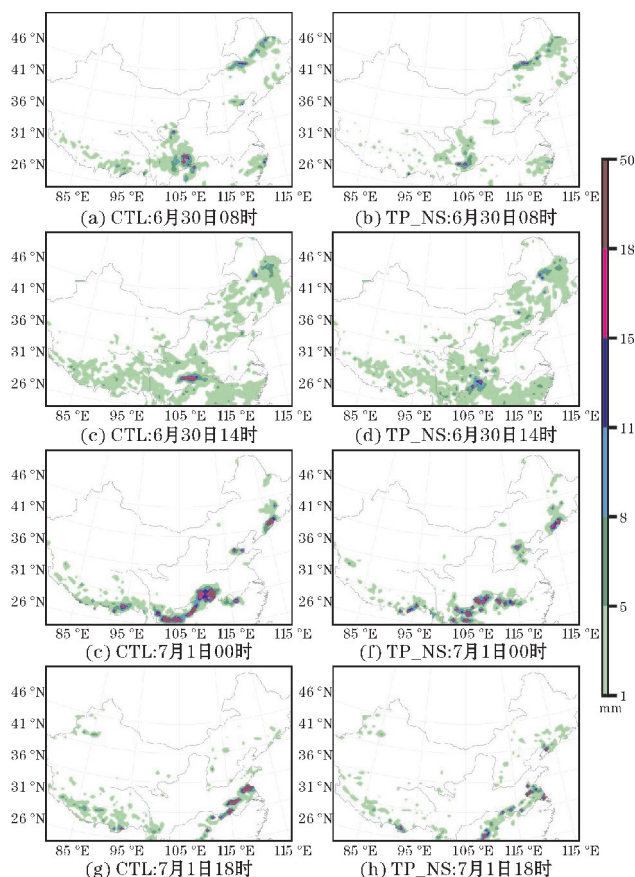


图 6 2016 年 6 月 30 日至 7 月 1 日东亚地区 2 h 累计降水

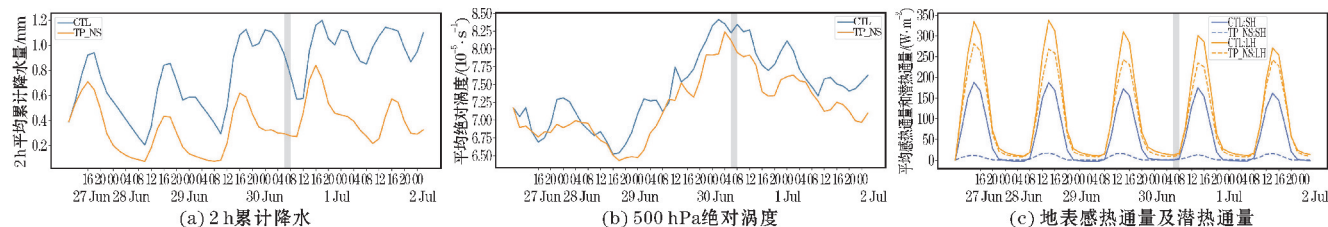


图 7 2016 年 6 月 27 日至 7 月 2 日高原地区 2 h 累计降水、500 hPa 绝对涡度和地表感热通量及地表潜热通量

(灰色柱状区域表示高原涡处于东移出高原东侧(105°E)时间段)

为研究高原涡的东移过程,图 8 展示了长江流域地区 2 h 累计降水量、500 hPa 绝对涡度和地表加热通量的时间演变。图 8 灰色区域代表高原涡处于高原东侧(105°E 附近)时间。2 h 累计降水量(图 8a)在 2016 年 6 月 30 日 00 时高原涡移出高原之前降水从 0.2 mm 开始增加,并在高原涡移出高原后快速增加,在 6 月 30 日 14 时达到峰值 1.6 mm;随后降水开始下降,在 6 月 30 日 20 时降到 1.1 mm 左右后开始迅速增加;在 7 月 1 日 00 时第 2 次达到降水峰值 1.75 mm 左右;并在 7 月 1 日 00 时至 2 日 00 时逐渐下降。CTL 实验 500 hPa 绝对涡度(图 8b)其时间演变特征与降水率相似,在 6 月 30 日 08 时从 $7.5 \times 10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$ 开始增长,在 7 月 1 日 10 时达到峰值 $8.5 \times 10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$,随后在 7 月 2 日 00 时下降到 $7.7 \times 10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$,绝对涡度峰值出现在降水峰值出现附近。从表面感热通量的演变(图 8c)可以明显看出在 6 月 30 日 08 时绝对涡度增加前 CTL 实验地表感热通量开始从 0

3.2 涡度和不稳定能量分析

为分析高原涡的发展过程,图 7 展示了高原地区 2 h 累计降水量、500 hPa 绝对涡度和高原地表加热通量的时间演变。对比图 7(a) 和 7(b) 可以看出,6 月 28 日 16 时相对涡度从 $6.6 \times 10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$ 开始增加,在 6 月 30 日 00 时达到峰值 $8.4 \times 10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$,相对涡度峰值出现在降水峰值出现附近,这些特征与之前的研究^[17]相似,低涡往往伴随着对流降水生成。从地表加热通量的演变(图 7c)可以明显看出在 6 月 28 日 08 时,绝对涡度增加前地表感热通量开始从 $0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 增大,在 6 月 28 日 14 时左右达到峰值 $170 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,即绝对涡度增加前地表感热通量和地表潜热通量提前加强。

此外,通过 TP_NS 敏感性实验,研究地表感热加热对高原涡位于高原时强度的影响。TP_NS 实验整个过程的降水量经过计算减少超过 53%(图 7a)。同时绝对涡度从 6 月 28 日 16 时从 $6.5 \times 10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$ 开始增加,在 6 月 30 日 00 时达到峰值 $8.25 \times 10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$,TP_NS 实验整个过程的绝对涡度强度经过计算减少超过 12%(图 7b)。总体结果表明,地表感热通量使高原涡处于高原时的整个时期降水量增加 53% 左右,而地表感热通量异常与槽前正相对涡度平流重叠时,是高原涡和降水发生的前提条件,意味着地表感热加热使槽加深。

增加,在 6 月 30 日 12 时达到峰值 $120 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 左右。

此外,通过 TP_NS 敏感性实验,研究高原地表感热加热对高原涡东移的影响。经过计算 TP_NS 实验在高原移出高原并东移入海整个过程的降水量减少 20% 左右(图 8a)。500 hPa 绝对涡度从 6 月 30 日 14 时至 7 月 2 日 00 时比 CTL 实验中的 500 hPa 绝对涡度强度低 20% 左右;但在 6 月 30 日 04–14 时比 CTL 实验中的 500 hPa 绝对涡度经过计算高出 21% 左右,此时为高原涡东移出高原时间前 2 h 和东移出高原时间后 6 h,而且是 CTL 实验的 500 hPa 绝对涡度降低阶段。总体结果表明,经过计算高原地表感热加热使高原涡整个东移生命期大部分时期降水量增加 23% 左右,而高原涡东移区域的地面感热加热异常与槽前正绝对涡度平流重叠时,是高原涡继续东移的可能条件,以及高原涡东移地区降水发生的前提条件。经过计算高原地表感热加热反而会使高原移出高原后的地区感热通

量和潜热通量减少 5% 左右,这可能由于高原地面感热通量输送异常带来的降水异常同时会引起高原涡移出高原后的地区感热通量和大气凝结潜热异常。

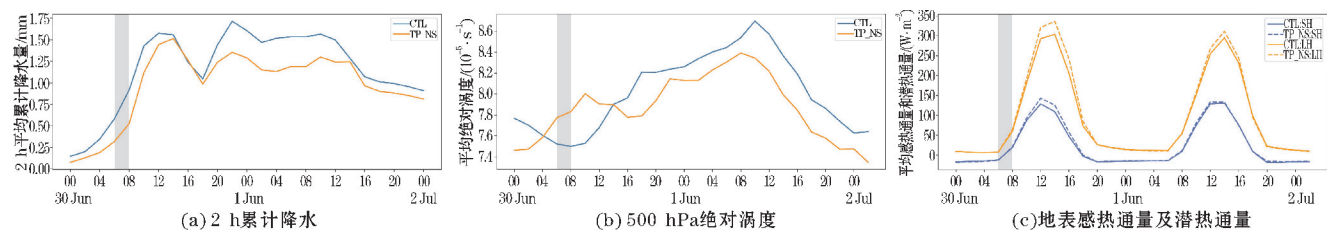


图 8 2016 年 6 月 30 日至 7 月 2 日长江流域地区 2 h 累计降水、500 hPa 绝对涡度和地表感热通量及地表潜热通量
(灰色柱状区域表示高原涡处于东移出高原东侧(105 °E)时间段)

为分析高原涡移出高原前的东移过程,图 9(a)展示了 2016 年 6 月 27 日 16 时至高原涡移出高原东侧时(6 月 30 日 08 时)500 hPa 位势涡度的变化。可以明显看出高原涡在 6 月 27 日 16 时至 30 日 08 时从 90°E 逐渐东移到 105°E 地区附近,强度峰值超过 1.2 PVU($1\text{ PVU}=10^{-6}\cdot\text{m}^2\cdot\text{s}\cdot\text{K}\cdot\text{kg}$)。

此外,通过 TP_NS 敏感性实验,研究高原地表感热加热对高原涡在高原范围时 500 hPa 位势涡度的影响(图 9b)。TP_NS 实验从 6 月 27 日 16 时至 30 日 08 时位势涡度强度峰值为 1 PVU 左右,且峰值的范围明显小于 CTL 实验的位势涡度峰值的范围。这与图 7 得到的 TP_NS 实验的绝对涡度在高原涡在高原范围的强度低于 CTL 实验的结论一致。总体结果表明,高原地表感热加热会使位势涡度的强度加强。

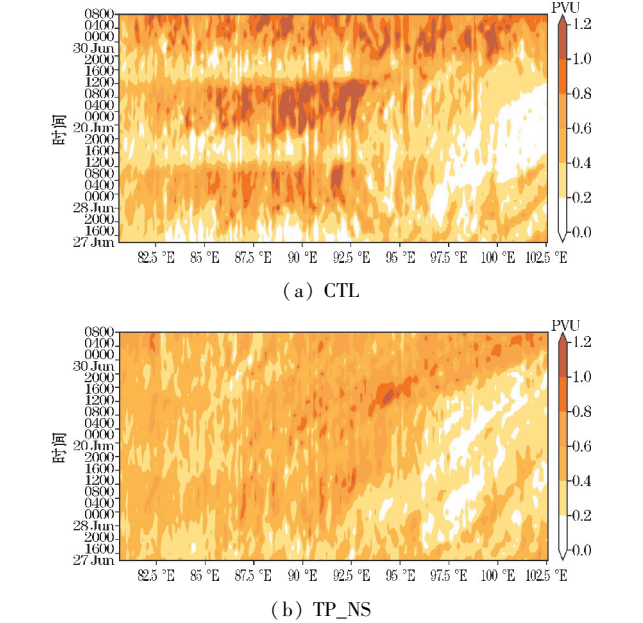


图 9 2016 年 6 月 27 日至 30 日高原地区 500 hPa 位势涡度时间剖面

为分析高原涡移出高原东侧后的东移过程,图 10(a)展示了高原涡移出高原东侧前 8 h 左右(2016 年 6 月 30 日 00 时)至完全入海(7 月 2 日 00 时)整个东移过程 500 hPa 位势涡度位势涡度的变化。在高原涡移出高原东侧之后,6 月 30 日 04 时至 7 月 2 日 00 时位势涡度从 105°E 东移至 117°E 地区;在 7 月 1 日 08–16

时及 7 月 2 日 00–16 时分别出现位势涡度强度峰值,强度超过 1.2 PVU。

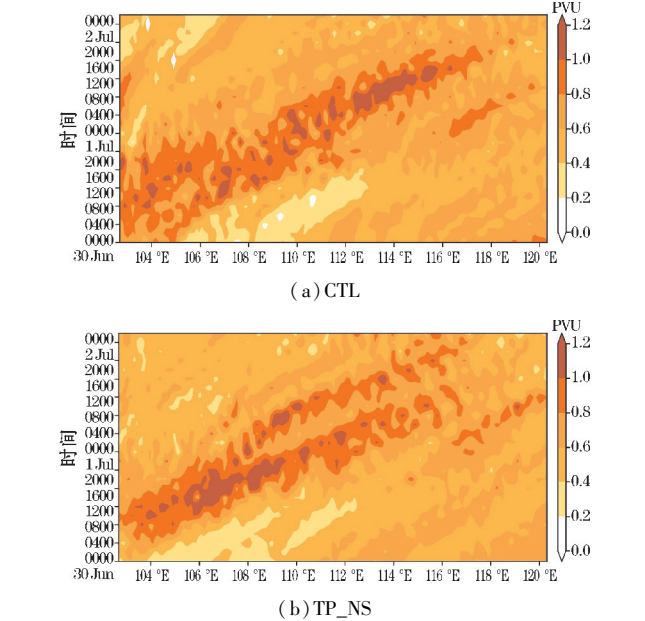


图 10 2016 年 6 月 30 日至 7 月 2 日长江流域地区 500 hPa 位势涡度时间剖面

此外,通过 TP_NS 敏感性实验,研究高原地表感热加热对高原涡移出高原东侧后对 500 hPa 位势涡度的影响(图 10b)。TP_NS 实验中位势涡度的东移趋势和 CTL 实验基本一致(图 10b),但 7 月 1 日 08–16 时出现位势涡度强度大值区的范围明显大于 CTL 实验,7 月 2 日 00–16 时出现位势涡度强度大值区的范围明显小于 CTL 实验,这与图 8 得到的 TP_NS 实验的绝对涡度在高原涡移出高原后的强度及范围趋势相同。总体结果表明,经过计算高原地表感热加热会使高原涡刚移出高原东侧时的位势涡度强度降低 37% 左右,随后逐渐增加,增加 43% 左右。

为分析高原地表感热加热对高原涡不稳定能量的影响,图 11 展示了降水中心的平均 skew-T 剖面分布,选择 2016 年 7 月 1 日 00 时来显示最大降水发生时的代表性特征。7 月 1 日 00 时,CTL 实验的平均对流有效位能(CAPE)达到 198.79 J/kg,TP_NS 实验中对流有效位能随着大气下层干空气和冷环境空气而降低为

115.26 J/kg(图11)。这一特征表明,强烈的日间青藏高原地表感热加热增加高原东移地区的不稳定能量和对流有效位能强度,经过计算不稳定性能量强度增加高达72%左右,导致对流产生上升运动增强。

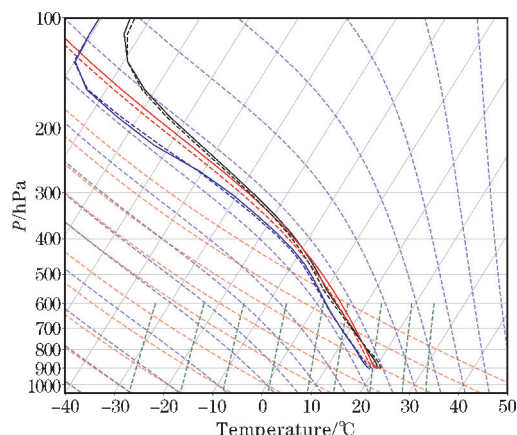


图11 2016年7月1日00时降水峰值地区 skew-T 剖面图(实线为CTL,虚线分别表示的TP_NS,黑线为气块温度,蓝线为气块露点温度,红线为气层温度,黑线和红线包围的区域表示近地表空气包裹的正平均对流有效位能(CAPE))

4 结论与讨论

本研究利用中尺度天气模式(WRF)、位势涡度方程和NCEP FNL再分析资料、全国范围日值降水格点资料,对2016年6月下旬至7月上旬青藏高原上一次高原涡东移引起的降水过程进行数值模拟实验,探讨高原地表感热加热对高原降水的影响。通过对比分析控制性实验和改变高原地表感热输送的敏感性实验的主要研究结果如下:

(1)青藏高原地表感热加热使从那曲附近生成并东移至高原东侧的高原涡强度增加12%左右,此高原涡在青藏高原区域引发的总降水强度增加53%左右。青藏高原地表感热加热使从高原东侧沿着长江流域东移至江苏地区的高原涡强度增加21%左右,此高原涡在东移区域引发的总降水强度增加23%左右。

(2)青藏高原地表感热加热使此高原涡移出高原东侧时引发的四川盆地西侧降水范围大幅增加;其引发的第一次降水峰值发生在四川盆地东侧,青藏高原地表感热加热使经向降水范围增加;其引发的第二次降水峰值发生在长江流域中上游,青藏高原地表感热加热使降水峰值区域从零星变为连续;同时青藏高原地表感热加热使此高原涡入海时引发的江苏地区降水范围大幅增加。

(3)青藏高原地表感热加热使高原涡造成的重庆地区强对流系统的不稳定能量增加42%左右。青藏高原地表感热加热使高原地区的地表感热通量和地表潜热通量峰值增加10%左右。

(4)在高原涡移出高原东侧后,青藏高原地表感热加热使长江流域的地表感热通量和地表潜热通量会减少。具体表现第一次地表感热通量和地表潜热通量增加时间段地表感热通量和地表潜热通量峰值减少9%左右,第二次地表感热通量和地表潜热通量增加时间段地表感热通量和地表潜热通量峰值减少5%左右。

本文主要利用NCEP FNL等资料诊断分析高原低涡系统的结构特征及相关降水过程,由于FNL资料分辨率和准确性在高原范围不足,导致数值模拟在高原范围的效果不理想,对高原低涡系统的结构变化影响因素没有更加深入的研究与思考;本文结果由一个高原涡东移事例得出,这些结果是否适用于其他高原涡东移过程,还需要更多案例进一步验证。因此,应当在接下来的工作中得到准确度更高的高原范围再分析资料,并再次用同样的方法针对其他高原低涡系统引发的中国东部强降水做数值模拟,观察对照实验中得出的结论是否为普遍现象。

参考文献:

- [1] 叶笃正,高由禧. 青藏高原气象学[M]. 北京: 科学出版社,1979:115-126.
- [2] 董元昌,李国平. 大气能量学揭示的高原低涡个例结构及降水特征[J]. 大气科学,2015(6): 1136-1148.
- [3] Li L,Zhang R H,Wen M. Diurnal variation in the intensity of nascent Tibetan Plateau vortices[J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 2018,144(717):2524-2536.
- [4] 李国平,卢会国,黄楚惠,等. 青藏高原夏季地面热源的气候特征及其对高原低涡生成的影响[J]. 大气科学,2016,40(1):131-141.
- [5] Zhang P,Li G P,Fu X,et al. Clustering of Tibetan Plateau vortices by 10-30-day intraseasonal oscillation[J]. Monthly Weather Review, 2014, 142(1):290-300.
- [6] 刘云丰,李国平. 夏季高原大气热源的气候特征以及与高原低涡生成的关系[J]. 大气科学,2016,40(4):864-876.
- [7] Feng X,Liu C,Fan G,et al. Analysis of the structure of different Tibetan Plateau vortex types[J]. Journal of Meteorological Research, 2017,31(3): 514-529.
- [8] Curio J,Schiemann R,Hodges K I,et al. Climatology of Tibetan Plateau vortices in reanalysis data and a high-resolution global climate model[J]. Journal of Climate,2019,32(6):1933-1950.
- [9] Li,L,R H Zhang, M Wen,et al. Effect of the atmospheric heat source on the development and eastward movement of the Tibetan Plateau vortices. Tellus A:Dynamic Meteorology and Oceanography,

- 2014(66),24451.
- [10] Wang X,Y Q Li,S H Yu,et al. Statistical study on the plateau low vortex activities [J]. Plateau Meteorology,2009(28):64-71.
- [11] 董元昌,李国平. 大气能量学揭示的高原低涡个例结构及降水特征[J]. 大气科学,2015(6):1136-1148.
- [12] 黄楚惠,李国平,牛金龙,等. 近30年夏季移出型高原低涡的气候特征及其对我国降雨的影响[J]. 热带气象学报,2015,31(6):827-838.
- [13] 马婷,刘屹岷,吴国雄,等. 青藏高原低涡形成、发展和东移影响下游暴雨天气个例的位涡分析[J]. 大气科学,2020,44(3):475-478.
- [14] Zhang,G S,J Y Mao,G X Wu,et al. Impact of potential vorticity anomalies around the eastern Tibetan Plateau on quasibiweekly oscillations of summer rainfall within and south of the Yangtze Basin in 2016[J]. Climate Dyn,2021(56):813-835.
- [15] Shao X L,S L Li,N Liu,et al. The Madden-Julian oscillation during the 2016 summer and its possible impact on rainfall in China[J]. International Journal of Climatology,2018(38):2575-2589.
- [16] Zhou C,K C Wang,D Qi. Attribution of the July 2016 extreme precipitation event over China's Wuhang. Bull. Amer. Meteor. Soc., 99, 2018: S107-S112.
- [17] Ertel H. A new hydrodynamical vorticity equation[J]. Meteorologische Zeitschrift,1942(59):277-281.
- [18] 田珊儒,段安民,王子谦,等. 地面加热与高原低涡和对流系统相互作用的一个个例研究[J]. 大气科学,2015,39(1):125-136.
- [19] 许威杰,张耀存. 凝结潜热加热与对流反馈对一次高原低涡过程影响的数值模拟[J]. 高原气象,2017,36(3):763-775.
- [20] Hong S Y,Lim J O J. The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6) [J]. Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences,2006,42(2):129-151.
- [21] Janjicz I. The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes [J]. Monthly Weather Review, 1994, 122(5): 927-945.
- [22] Chen F, Dudhia J. Coupling an advanced land surface hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity[J]. Monthly Weather Review,2001,129:569-585.
- [23] Hong S Y,Noh Y,Dudhia J. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes [J]. Monthly Weather Review, 2006,134(9):2318-2341.
- [24] Iacono M J,Delamere J S,Mlawer E J,et al. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres,2008,113(D13103),200.

Numerical Experiments of Thermal Variation on Primary Precipitation in Qinghai-Tibet Plateau

MA longtengfei, SONG Minhong, ZHANG Shaobo, ZHU Changrui

(College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China)

Abstract: To explore the impact of surface sensible heat flux on plateau precipitation on the Tibetan Plateau, a sensitivity simulation experiment of sensible heat flux changes was conducted for the precipitation process caused by an eastward shift of a plateau low vortex system on the Tibetan Plateau from late June to early July 2016 using NCEP FNL reanalysis data, nationwide daily precipitation grid data, and the mesoscale weather model (WRF). A comparative analysis was performed to investigate the influence of plateau surface properties. The results show that the average intensity of the low eddy system generated near Nagqu and moving eastward to the eastern side of the plateau is increased by about 12% by the influence of the surface sensible heating of the plateau, and the total precipitation intensity triggered by the plateau region is increased by about 53%. The mean intensity of the low vortex system, moving eastward from the plateau through the Yangtze River basin to the Jiangsu area, was influenced by the surface sensible heating of the plateau resulting in an increase of about 21%. The total precipitation intensity in the eastward region was enhanced by around 23%. The first peak of precipitation caused by this low vortex system occurred in the east of the Sichuan basin. The surface sensible heating of the plateau extended the radial precipitation range. The second peak of precipitation occurred in the middle and upper reaches of the Yangtze River basin, and the surface sensible heating of the plateau changes the peak precipitation area from sporadic to continuous. Additionally, the surface sensible heating of the plateau significantly expanded the precipitation range in the Jiangsu region caused by this low vortex system before it reached the sea.

Keywords: plateau vortex; numerical simulation; structural features; diagnostic analysis