

何钰, 李国平. 2013. 青藏高原大地形对华南持续性暴雨影响的数值试验 [J]. 大气科学, 37 (4): 933–944, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12102. He Yu, Li Guoping. 2013. Numerical experiments on influence of Tibetan Plateau on persistent heavy rain in South China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (4): 933–944.

青藏高原大地形对华南持续性暴雨影响的数值试验

何钰 李国平

成都信息工程学院大气科学学院, 成都 610225

摘 要 利用新一代中尺度数值预报模式 WRF3.2 及 NCEP/NCAR 逐日 4 次 $1^\circ \times 1^\circ$ 的 FNL 再分析资料, 通过有、无青藏高原以及将高原高度降低到临界高度的数值试验, 研究了青藏高原大地形对我国华南地区 2010 年 5 月一次持续性暴雨过程的影响。试验结果表明: 高原大地形对降水的影响显著, 随着高原高度的升高, 降水增多, 高原以东地区的雨带也由北向南移动; 高原地形的机械阻挡作用使迎风坡一侧的近地面层附近为强上升运动, 背风坡为下沉运动, 并分别对应降水的峰值和谷值区; 高原对西风气流的爬流、绕流作用明显, 高原升高后爬坡作用减弱, 以绕流作用为主; 高原的加热作用使气流过高原时南支减弱, 北支加强, 并加强了高原及其东部地区低层的正涡度和高层的负涡度, 使高原上空为强烈的上升运动; 高原的热力作用使西太平洋副热带高压位置偏南、偏西并稳定维持; 高原大地形对形成稳定的高原季风环流圈有重要作用; 高原地形高度的作用有利于定常波的形成, 波动中心对应强上升运动, 形成降水的大值区, 稳定维持的定常波使得降水持续集中在同一地区, 造成持续性暴雨。

关键词 青藏高原 大地形 持续性暴雨 WRF 模式 西风气流 大气定常波

文章编号 1006-9895(2013)04-0933-12

中图分类号 P435

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12102

Numerical Experiments on Influence of Tibetan Plateau on Persistent Heavy Rain in South China

HE Yu and LI Guoping

College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

Abstract Using the next generation of the mesoscale numerical prediction model, WRF3.2, and the NCEP/NCAR four-times-daily FNL reanalysis data ($1^\circ \times 1^\circ$), experiments are conducted with or without the Tibetan Plateau and with the plateau's height reduced to a critical height in order to study the influence of the plateau on a persistent heavy rain process that happened in May 2010 in South China. The results show that the plateau significantly affected the precipitation; with the uplift provided by the plateau, precipitation in the eastern area of the plateau increased and the rain belt moved from north to south. The mechanical blocking effect of the plateau produces a strong upward motion in the side of the windward slope's near-surface layer, whereas the leeward slope shows a descending motion; these motions correspond with the peak and valley areas of precipitation, respectively. The effect of the plateau's climb flow and flow around on the westerly flow is obvious; the uplift of the plateau weakens the climbing effect, and makes the airflow mainly with the effect of flow around. The heating effect of the plateau weakens the airflow's southern breach while

收稿日期 2012-07-02, 2012-12-24 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 项目 2012CB417200, 公益性行业 (气象) 科研专项 GYHY201206042、GYHY201006014

作者简介 何钰, 女, 1988 年出生, 硕士研究生, 主要从事天气分析研究。E-mail: researchNL76@126.com

通讯作者 李国平, E-mail: liguoping@cuit.edu.cn

strengthening the northern breach when it flows over the plateau; it also strengthens the low-level positive vorticity and high-level negative vorticity over the plateau and its eastern region, bringing strong upward motion over the plateau. The plateau's thermal effect on the West Pacific subtropical high is to make its position southerly, westerly, and stable. Further, the plateau plays an important role in forming a stable plateau monsoon circulation cell; the height of the plateau facilitates the formation of stationary waves, the centers of which correspond to strong upward motion where considerable precipitation forms. Because of the stable and long-lasting steady waves, the precipitation continues to be concentrated in the same place, resulting in persistent heavy rain.

Keywords Tibetan Plateau, Large terrain, Persistent heavy rain, WRF model, Westerly flow, Atmospheric stationary wave

1 引言

青藏高原是位于我国西部地区上游的平均海拔高于 4000 m 的大地形, 对全球和东亚地区的大气环流有重要影响。已有不少研究利用数值模式做了高原地形高度对大气环流影响的敏感性试验(吴池胜和王安宇, 1995; 刘晓东和汤懋苍, 1996; 钱云和钱永甫, 1996; 吴爱明和倪允琪, 1997; 张耀存和钱永甫, 1999; 梁潇云等, 2005; 吴国雄等, 2005), 结果表明: 青藏高原在隆升过程中存在一个临界高度(在夏季约为 1500~2000 m), 当高原平均高度达到或高于这个高度后, 高原周围的气流会发生显著改变; 随着高原的隆升, 建立了高原上空上升、两侧下沉的高原季风环流圈及北半球中高纬度完整的行星尺度系统; 高原隆升过程中增大的加热作用加强了高原上空高层的南亚高压及低层的热低压, 并在高原南侧和我国东部地区形成一条明显的雨带, 且雨区内的降水量随高原高度的升高而逐渐增多。

相关研究(黄荣辉, 1985, 1986; 吕克利, 1994; 刘晓东, 1999; 李国平, 2007)亦指出: 青藏高原的动力和热力作用对大气中定常波动的形成具有重要作用。而高原对其东部地区降水天气的影响主要是通过激发稳定的行星尺度波动, 进而改变降水的强度和落区范围。陶诗言(1980)指出: 行星尺度系统并不直接产生暴雨, 而是通过影响天气系统的移速、强度和持续性活动来间接对暴雨产生作用, 同时行星波调整过程中位置的变化也影响着暴雨的落区。丁一汇(1994)在研究暴雨发生的条件时指出: 行星尺度长波系统对三天以上的持续性暴雨有重要影响, 持续性暴雨发生在长波系统稳定维持的时期; 鲍名(2007)定义了持续性暴雨及其类型, 指出不同类型的持续性暴雨对应着不同大尺度环流背景的影响。

但以往的研究多集中于从气候的角度分析青

藏高原隆升对大气环流的影响及不同天气尺度系统对暴雨的作用(张庆云等, 1998, 2008; 李桂龙和李崇银, 1999; 陈希等, 2001; 王黎娟等, 2011), 而较少从高原大地形激发的行星尺度系统形成稳定的天气环流形势并进而影响持续性暴雨天气的角度去分析暴雨的成因。要搞清楚持续性暴雨天气的形成机理, 研究形成这种持续性天气异常的大尺度环流背景十分必要。本文将主要从青藏高原动力作用的角度, 研究高原大地形对形成稳定的、有利于持续性重大天气异常的环流形势及定常波的作用, 期望有助于认识持续性重大天气异常形成的根本原因, 这对于开展行星尺度系统对持续性灾害天气影响的研究具有创新意义。

2 降水的大尺度环流背景

2010年5月26~30日在中国华南地区发生了一次持续性的降水天气过程, 闵爱荣等(2011)指出影响5月26~30日的天气系统为高空低槽、低空切变及西南涡的东移南压, 四川、湖南、广东等9个省都出现了暴雨天气, 强降水位于云南南部及华南南部, 过程降水量最大为203 mm。王晓芳等(2011)研究2010年5~6月持续性暴雨的成因, 指出5~6月出现了11轮降水, 与常年同期相比, 江西南部、福建、广东和广西北部、湖南和贵州南部的雨量偏多30%以上。图1a是2010年5月26~30日的500 hPa平均环流场, 从中可以看出: 持续性暴雨期间中高纬呈“两槽一脊”的环流型, 与30年同期平均相比(图1b), 乌拉尔山附近低槽异常偏强, 距平中心值大于-27 dagpm; 巴尔喀什湖阻塞高压一带为正距平, 距平中心值大于15 dagpm; 贝加尔湖附近低槽的距平值达到-9 dagpm, 说明槽脊都较常年偏强。这与鲍名(2007)定义的华南型持续性暴雨天气的特征一致, 即持续性暴雨主要发生在5~6月, 集中发生

在福建、广东、广西和江南南部，500 hPa 上 5840 gpm 线稳定在华南到江南南部，其环流型表现为“西高东低”。这样的大尺度环流形势异常且持续稳定，有利于将高纬冷空气源源不断自槽后输送到中低纬度，然后与西太平洋副热带高压输送的暖湿气流在华南地区汇合，从而形成持续性强降水过程。另外，从 2010 年 5 月 26~30 日 500 hPa 及 600 hPa 环流场中高原及下游地区低值系统随时间的演变特征（表 1）可以看出：此次持续性暴雨过程中，青藏高原上不断有低涡生成并发展东移，对应有短波槽源源不断东移南压，并依次影响了下游地区（四川、重庆、云南一带及湖北、湖南、江西、广东等地）的降水天气过程。因此高原低值系统是造成持续性暴雨过程的重要天气尺度系统之一。天气尺度系统与行星尺度系统相互作用是研究持续性暴雨机理也应关注的问题。

3 资料来源及试验设计

3.1 资料来源

文中所用的资料为 2010 年 5 月 26~30 日的

NCEP/NCAR 逐日 4 次 $1^\circ \times 1^\circ$ FNL 再分析资料、1979~2008 年 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 逐日降水资料及 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 逐日高度场资料。

3.2 试验设计

本文利用 WRF3.2 版本的中尺度数值预报模式（该模式广泛应用于降水方面的研究：王舒畅和李毅，2005；张兵等，2007；伍华平等，2009；马红云等，2009；袁成松等，2011；黄海波等，2011；陈功等，2012）模拟了 2010 年 5 月 26 日 00 时~2010 年 5 月 31 日 00 时（协调世界时，下同）的持续性强降水过程。参数化方案的设计为：微物理过程采用 Ferrier (new Eta) 方案（粗网格）及 Lin 方案（细网格）；长波辐射采用 RRTM 方案；短波辐射采用 Dudhia 方案；边界层过程采用 MYJ (Mellor-Yamada-Janjic) 方案；陆面过程采用 Noah Land Surface Model 方案；积云参数化采用 Kain-Fritsch (new Eta) 方案。模式采用了 20、60 km 分辨率的两层嵌套水平网格区域，中心经纬度为 42.18°N 、 99.44°E ，垂直方向为 28 层，嵌套区域的水平网格格点数分别为： 147×118 、 130×97 ，粗

表 1 2010 年 5 月 26~30 日 500 hPa 和 600 hPa 环流场中高原及下游地区低值系统的演变特征

Table 1 The evolution characteristics of low-pressure systems in the plateau and its downstream areas in 500-hPa and 600-hPa circulation fields during 26–30 May 2010

低值系统		持续时间	
高度场	类型	中心位势高度 (单位 dagpm); 纬度, 经度	
500 hPa	低涡	576; 30°N , 93°E	26 日 00 时~29 日 12 时 (协调世界时, 下同)
	低涡	574; 34°N , 79°E	28 日 00 时~30 日 18 时
	低槽	四川东部、重庆、贵州大部、云南北部	26 日 00 时~27 日 18 时、28 日 06 时~29 日 06 时、29 日 18 时~30 日 18 时
	低槽	湖北、安徽、湖南、江西北部、福建、广东北部	26 日 00 时~27 日 06 时、27 日 18 时~30 日 18 时
600 hPa	低涡	432; 30°N , 93°E	26 日 00 时~27 日 12 时
	低涡	432; 33°N , 81°E	26 日 12 时~30 日 18 时
	低槽	四川东部、云南北部、贵州	26 日 00 时~27 日 06 时、27 日 18 时~29 日 00 时、29 日 12 时~30 日 18 时
	低槽	湖北、湖南东部、江西、广西北部、广东、福建等	26 日 00 时~27 日 00 时、27 日 12 时~28 日 12 时、29 日 06 时~30 日 06 时

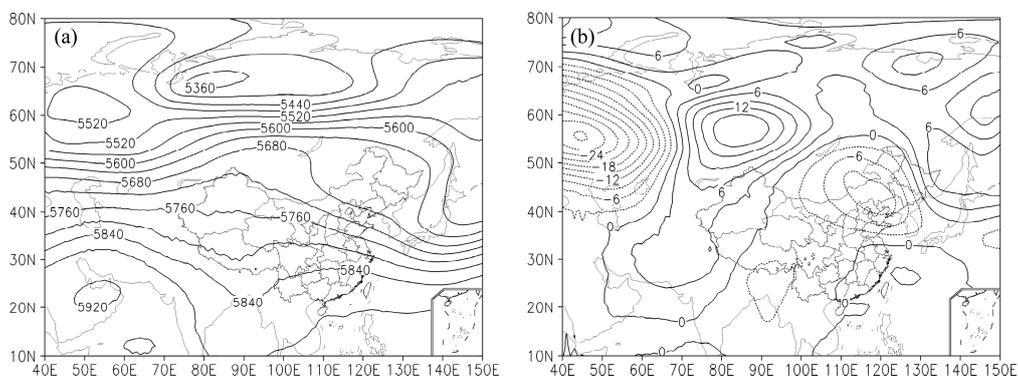


图 1 (a) 2010 年 5 月 26~30 日的 500 hPa 平均高度场 (单位: gpm) 及 (b) 其距平 (单位: dagpm)

Fig. 1 (a) 500-hPa geopotential height (gpm) averaged for 26–30 May 2010 and (b) its anomalies (dagpm)

细网格都是每 3 小时输出一次结果。

设计了三组对比试验方案：(1) 有高原 (TP) 试验：高原地形高度不变，最大高度约为 5000 m；(2) 临界高度 (LJ) 试验：将高原及其附近地形高度降低为 1500 m；(3) 无高原 (NTP) 试验：将高原及其附近地形高度降低为 500 m。在进行对比试验时，对模式中所选模拟区域的地形高度都做了相同的处理，其中高原附近的地区包括了伊朗高原和黄土高原等；对比试验中除了高原地形高度不同外，其余物理量保持不变。

以下我们分别从降水强度、500 hPa 和 850 hPa 环流及纬向和经向平均的剖面图来分析高原大地形对此次持续性降水过程的影响。其中，沿 28°N~30°N 的剖面反映四川、重庆一带的降水；沿 25°N~28°N 的剖面反映湖南、江西和福建一带的降水；沿 20°N~25°N 的剖面反映广东、广西的降水。

4 模拟结果及诊断分析

4.1 降水模拟

由图 2a 可以看出：5 月 26~30 日，雨带主要位于华南和江南地区，期间四川东南部、重庆南部，贵州、湖南、江西、福建南部，广东、广西均出现持续性中到大雨。最大值出现在广东和广西南部，日平均降水量超过 25 mm。图 2b 为 5 月 26~30 日累积降水量与 1979~2008 年 30 年同期平均的累积降水量的差值，可以看出：在这次持续性降雨过程中，我国江南和华南大部分地区降水量较常年同期偏多，四川东南部、重庆、江西西南部、广东东部的降水距平超过 90 mm，最大降水距平出现在广西南部，超过 110 mm。说明这次降水过程持续时间长，降水强度大，降水落区相对集中。

由图 3b 可以看出：模式能较好地模拟出降水带的分布以及降水中心的位置，降水的最大强度也

与 FNL 资料相符。但模拟的四川与重庆交界的南部地区降水中心偏南，强度偏强；贵州、湖南、江西、福建南部一带的降水整体偏弱；对广西、广东的降水，模拟中心偏北。

对比各试验的结果可以看出，随着高原高度的降低，雨区内降水减少明显，位于四川、重庆、贵州、湖南、湖北一带的降水也由南向北移动，而位于广西、广东、福建、江西一带的降水减弱明显，说明高原对我国华南前汛期的降水影响显著。其中四川和重庆东南部、广东、广西的降水大值中心的降水减少最为明显。在无高原的试验中，高原以东、四川盆地的北部出现了降水的大值中心。而由图 3c 可以看出，当高原高度达到临界高度后，在我国东部地区形成了雨带的雏形，之后雨区的降水随高原高度的升高而明显增多。

4.2 500 hPa 高度场

由图 4b 模式模拟的 500 hPa 平均风场上可以看出，模式对高纬度的风场模拟的强度偏弱，高原上气流的爬流作用偏强。但总的来说，模式能较好地模拟出高纬“两槽一脊”的环流形势以及气流过高原的爬流、绕流作用。

对比试验 (图 4 b、c、d) 的结果表明：随着高原高度的降低，高纬“两槽一脊”的环流形势逐渐减弱，西风气流经过高原的北支气流逐渐减弱，而南支气流增强，说明由于高原的加热作用形成的热成风效应使得高原南侧西风减弱，北侧西风加强。而降低地形高度以后，高原加热作用减弱，南支气流也就相应的加强。同时随着高原高度的降低，高原地形的机械阻挡作用也随之减弱，西风气流逐渐在高原及其以南地区形成气旋性弯曲的气流。在无高原试验中，西风气流在 75°E~100°E 发生气旋性弯曲，并一直北上到了 45°N 左右。如果没有高原对气流的绕流作用，高原以南的气流也就不能在高

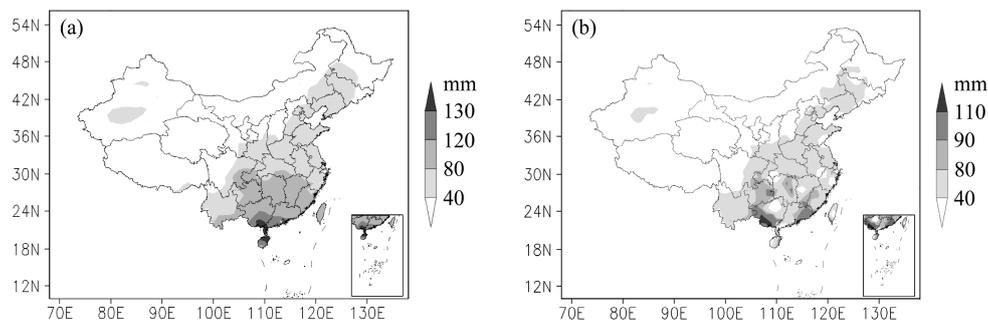


图 2 2010 年 5 月 26~30 日累积降水量 (a, 单位: mm) 以及与 30 年同期平均的差值 (b, 单位: mm)

Fig. 2 (a) 5-d accumulated precipitation for 26-30 May 2010 and (b) its difference from the average in the same period over last 30 years

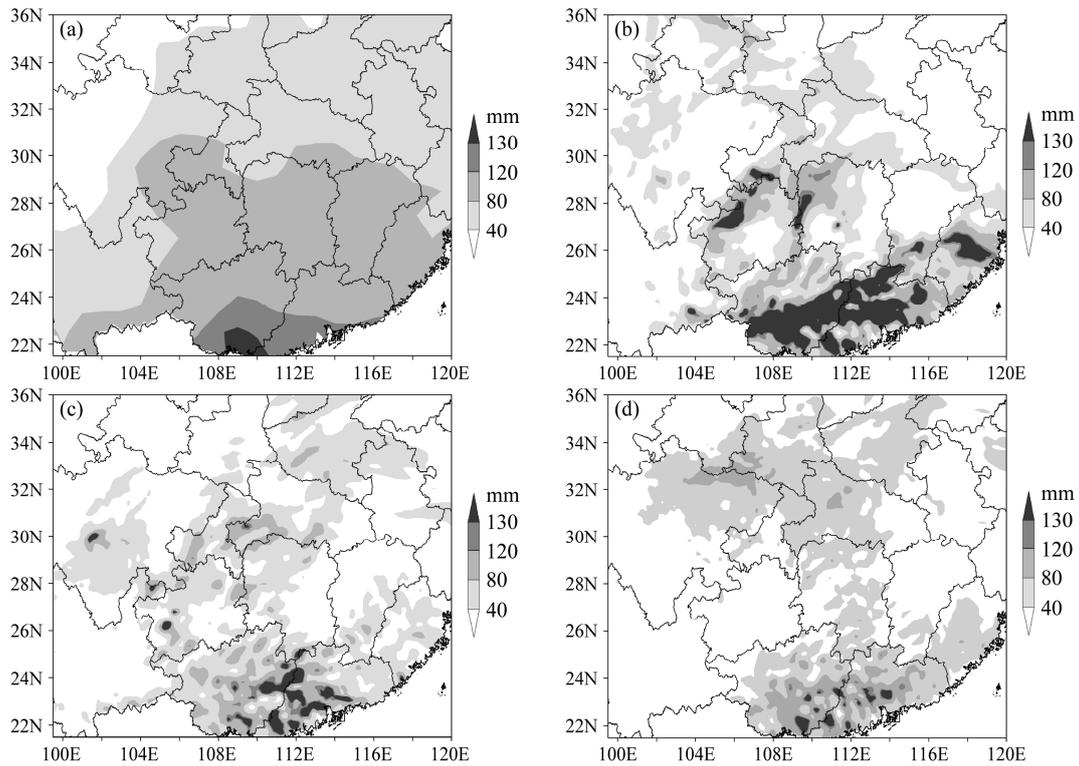


图3 2010年5月26~30日累积降水量(单位: mm): (a) FNL资料, (b) TP试验, (c) LJ试验, (d) NTP试验

Fig. 3 5-d accumulated precipitation for 26-30 May 2010 from (a) FNL data, (b) TP experiment, (c) LJ experiment, and (d) NTP experiment

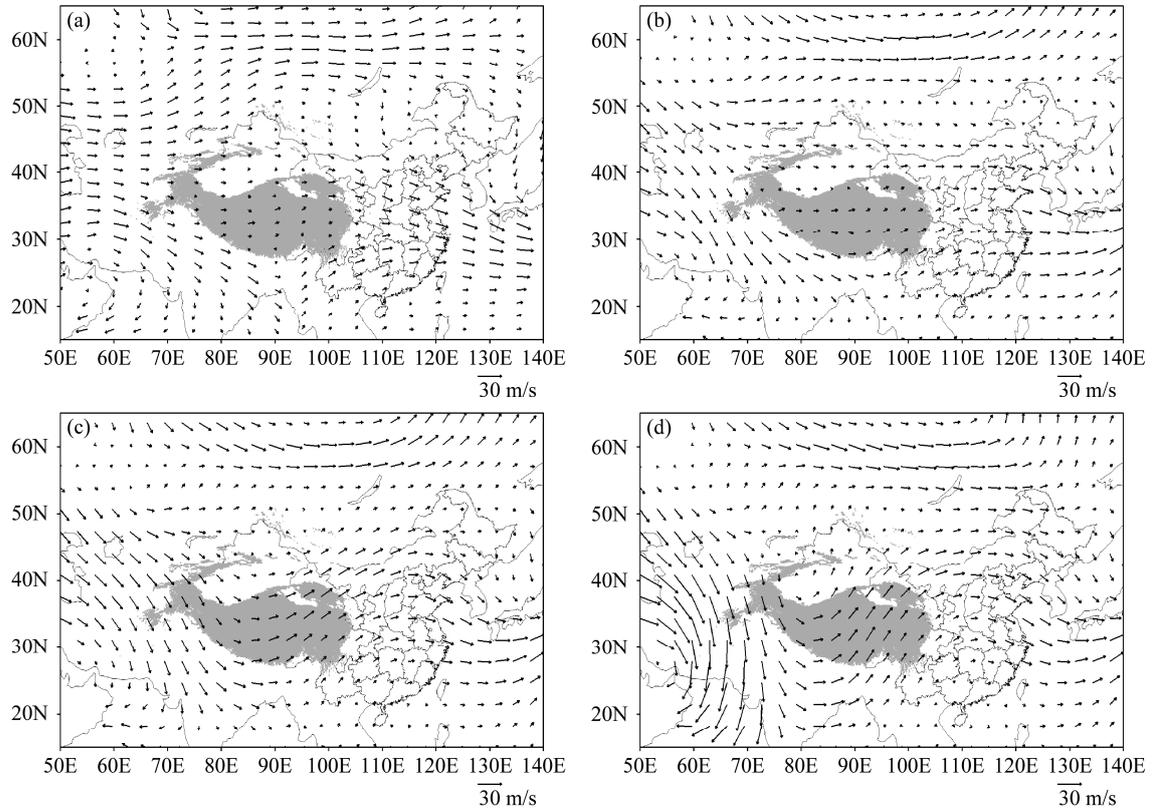


图4 2010年5月26~30日500 hPa平均风场(单位: m/s): (a) FNL资料, (b) TP试验, (c) LJ试验, (d) NTP试验。图中阴影区为青藏高原地形(下同)

Fig. 4 Wind field averaged for 26-30 May 2010 500 hPa from (a) FNL data, (b) TP experiment, (c) LJ experiment, and (d) NTP experiment. Shaded areas are Tibetan Plateau (the same below)

原东部转换为西南气流,从而为华南地区输送来自孟加拉湾的暖湿气流,取而代之的是将气流输送到更高的纬度,在高纬与冷空气汇合后造成降水天气,这与图 3 中随着高原高度的降低,降水向北扩展的现象是一致的。西太平洋副高脊线的位置也随着高原高度的升高而偏南、西伸,这说明高原的加热作用对副高的影响显著(吴国雄等, 2002),使得西太平洋副热带高压能源源不断地将低纬的暖湿气流通过东南风输送到华南降水区。这也与王黎娟等(2011)研究的强降水期间副高位置变异的结论相符,但其研究的是江淮流域的持续性降水与副高的关系,本文则从青藏高原大地形的角度研究华南地区的持续性降水与副高的关系,两者研究的侧重点有所不同。

总的来说,降低高原地形高度以后,500 hPa 的环流形势发生了根本性的改变:中高纬“两槽一脊”的环流形势消失、中纬度西风气流的南支绕流加强并在高原东部发生气旋性弯曲,副高位置也偏北、偏东。可见高原大地形对形成持续稳定的大气环流形势有重要作用。

4.3 850 hPa 环流场

从 850 hPa 的风场可以看出西风气流过高原的

绕流及爬流过程:在图 5a 中,西风气流在高原以西 50°E 附近开始分支,绕高原后在 140°E 附近汇合;由于高原大地形的摩擦、阻挡作用,气流在爬越高原的过程中风速逐渐减弱。图 5b 中,模式能很好地模拟出高原对气流阻挡形成的分支绕流,但似乎不能模拟出气流的爬流过程,且对高原以东的我国东南部地区的风场模拟偏强。

对比试验表明(图 5b、c、d):随着高原高度的降低,大地形对西风气流的阻挡和绕流作用明显减弱。在无高原试验中,气旋性弯曲的气流在高原西北部地区形成了一个闭合的环流圈,南支气流绕高原后向北伸展到了 55°N,并转向东部与高纬气流相汇合。当高原高度达到并超过临界高度时(图 5c),高原周围的气流主要以绕流为主,爬流作用明显减弱,说明高原大地形对气流的摩擦阻挡作用是无可替代的,这与张耀存等(1999)的研究结论一致。与 500 hPa 环流形势一致,在北支气流减弱的同时南支气流增强,反映出高原加热作用与高原地形作用的伴随性。

4.4 降水及风场的纬向剖面图

图 6a 表明:高原及其附近地区的涡度场从西

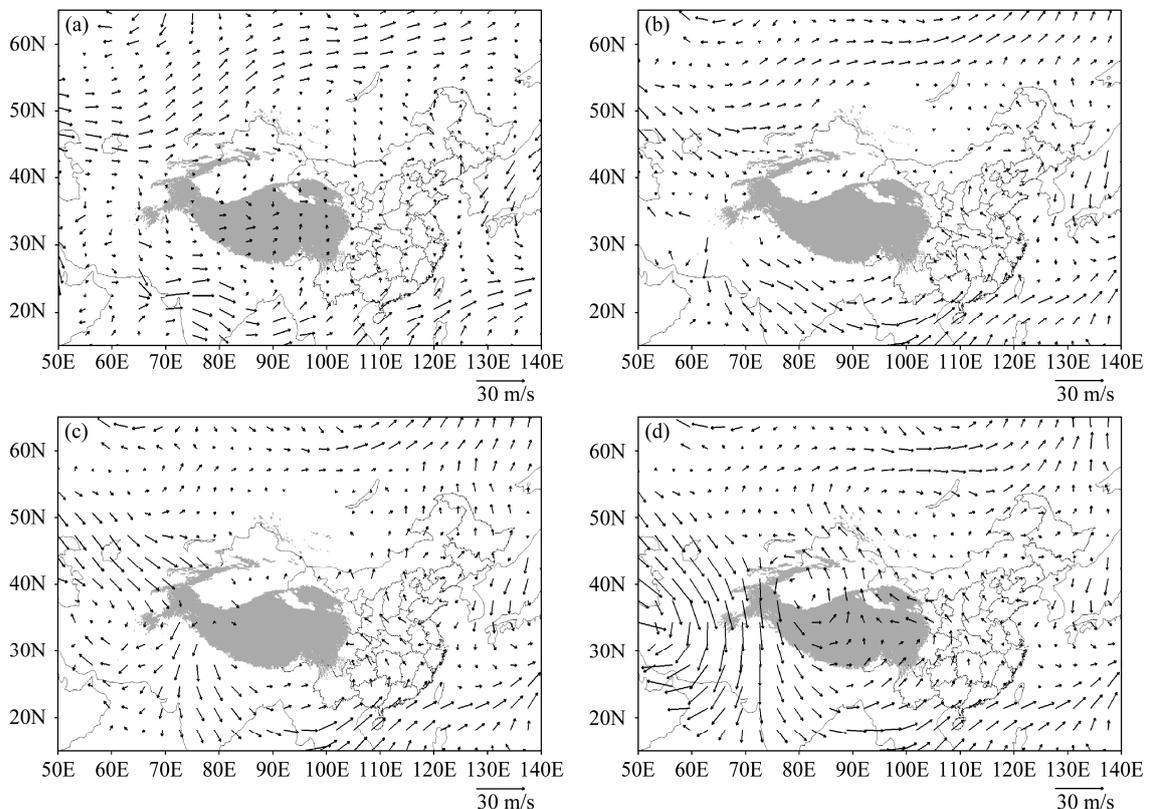


图 5 同图 4, 但为 850 hPa

Fig. 5 As in Fig. 4, but for 850 hPa

到东呈“一十”的分布趋势，沿 28°N~30°N 经向平均的垂直风场存在三个上升运动的大值区：分别位于 80°E、90°E、及 110°E 附近。其中 80°E 附近（山脉迎风坡一侧）从低层到高层为一致的正涡度大值区，对应降水的大值区，90°E 和 110°E 附近的上升运动强烈，能到达对流层顶附近；同时在 110°E~140°E 左右存在一个闭合的纬向环流圈。由图 6b 可见，模式能较好地模拟出垂直风场及涡度的分布、山脉迎风坡一侧的强上升运动及由于高原大地形作用形成的强垂直环流圈，并能模拟出降水峰值（四川及重庆南部的降水）及谷值区，但整体来说模拟的降水强度偏弱。

对比试验（图 6b、c、d）表明：降低高原地形高度后，高原以西（60°E~80°E 附近）下沉运动加强，高原上空的上升运动减弱，上升运动大值区的

减弱最明显。图 6d 中，80°E 上空完全转变成下沉运动。各上升运动区对应的低层正涡度及高层负涡度值减小，而夏季高原的加热作用是造成低层气旋式环流（正涡度）及高层反气旋环流（负涡度）的重要因素（吴国雄等，2002，2005）。因此，降低高原地形高度后，减弱的热力作用使得高原及其以东地区上空的垂直上升运动减小，降水强度也相应减弱；同时高原下游的纬向环流圈明显减弱，在无高原试验中几乎消失。另外，只有高原地形高度达到或超过临界高度后，才能形成稳定的高原季风环流：高原地区范围内为强大的上升运动，两侧为下沉运动，且在高原以东地区形成了稳定的纬向环流圈。随着高原高度的升高，60°E~150°E 出现了两个稳定的大气波动流型，其波动中心位于 90°E 及 110°E 附近。

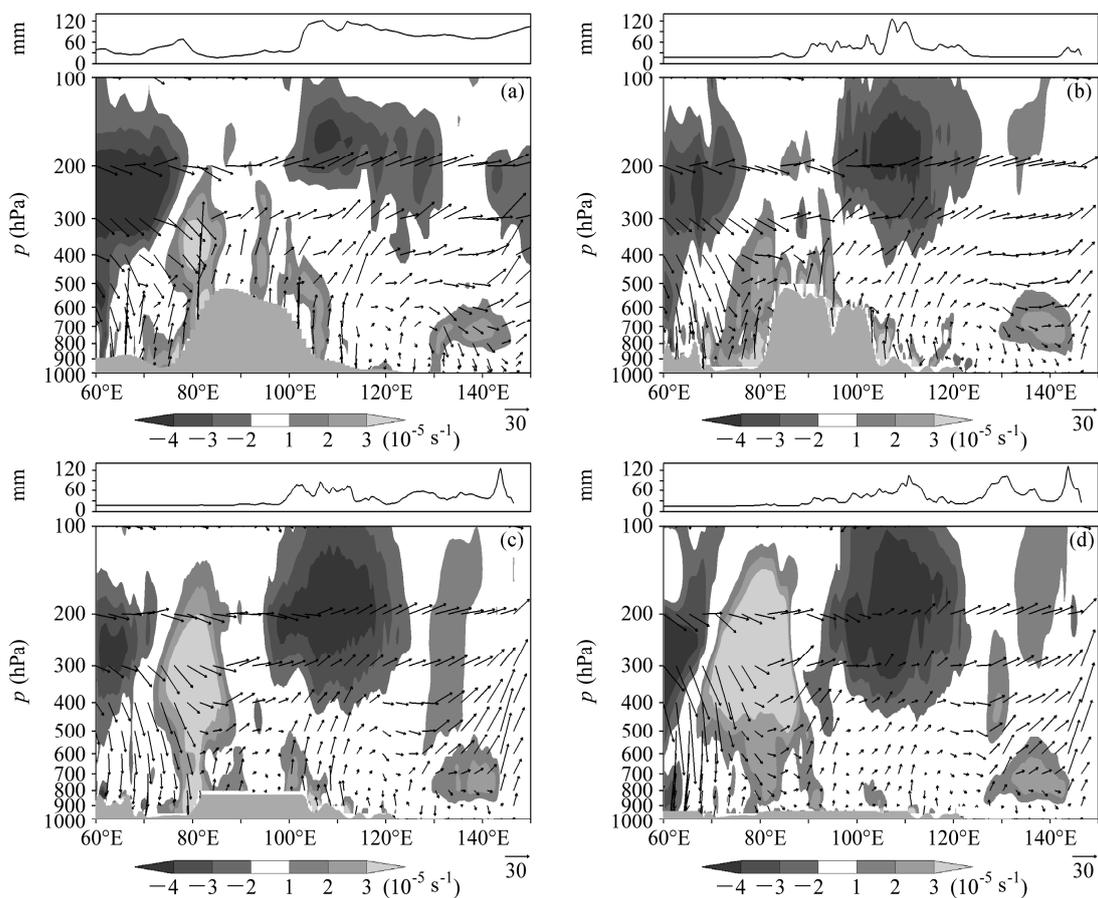


图 6 2010 年 5 月 26~30 日沿 28°N~30°N 经向平均的累积降水量（上图，单位：mm）、由平均纬向风 u （单位：m/s）和垂直风 ω （单位：Pa/s）构造矢量（ $u, -200 \times \omega$ ）（下图）表示的风场及经向平均的垂直涡度（阴影，单位： $10^{-5} s^{-1}$ ）的纬向—垂直剖面：(a) FNL 资料，(b) TP 试验，(c) LJ 试验，(d) NTP 试验

Fig. 6 5-d cumulated precipitation for 26–30 May 2010 averaged along 28°N–30°N (top panel, units: mm), the zonal-vertical cross sections of constructed vector ($u, -200 \times \omega$) with the mean zonal wind u (units: m/s) and vertical wind (units: Pa/s) and mean vertical vorticity (shaded) (lower panel) along 28°N–30°N: (a) FNL data, (b) TP experiment, (c) LJ experiment, (d) NTP experiment

而由图 7 可知(陶诗言等, 2010): 降水期间高空槽脊基本呈准静止状态, 波动移速缓慢, 约为 3~4 个经度/天。从 5 月 26 日 00 时~5 月 28 日 00 时位于 85°E 和 140°E 的槽及位于 110°E 附近的脊均强烈发展, 其中 90°E~110°E 范围内存在强烈的南风气流为降水区带来了稳定的水汽条件, 促进降水的发生发展和维持。且沿 60°E~150°E 约 90 个经度范围内存在两个大气波动, 因此可估计整个纬圈范围内存在 4~6 个波动, 与定常 Rossby 波的纬向波数一致(段安民等, 2006), 说明高原大地形能够激发出大气定常波。由图 6 可知, 随着两个定常波动中心的出现, 低层的正涡度中心及高层的负涡度中心的配置也越明显, 这样低层气流的辐合对应高层气流的辐散, 有利于降水的发生发展, 而夏季青藏高原的加热作用及其所引起的凝结潜热释放是东亚定常波的最主要波源(吴国雄等, 2005), 一定程度上说明了夏季高原的加热作用对降水及波动的影响也许超过了动力作用。另外, 波动随高度向东倾斜, 最大振幅位于对流层中高层, 这与段安民等(2006)的研究结论一致, 但本文是用平均纬向风速和垂直速度构造矢量来表示大气定常波动, 与段安民等用 20 年平均的纬向风速偏差和垂直速度偏差构造矢量来表示大气定常波的方式有所不同。

沿 25°N~28°N 经向平均的剖面图(图 8a)上, 高原及其以东地区近地面层为正涡度大值区, 上升运动强烈, 尤其是 105°E~120°E 附近, 整体为强上升运动, 垂直运动能到达对流层顶附近。模式模拟的风场及降水量(图 8b)整体都偏弱, 但也能很好地反映出涡度场的分布、垂直运动的上升和下沉区及山脉迎风坡的降水和 105°E~120°E 的降水大

值区(贵州、湖南、江西、福建南部一带)。对比各试验的结果, 可以看出: 与 28°N~30°N 的经向剖面一样, 随着高原地形高度的降低, 高原以西下沉运动加强, 高原上空的上升运动减弱。迎风坡一侧及高原上空低层的正涡度中心减弱明显, 对应的降水也逐渐减少, 且降水大值区有向东移动的趋势。

在沿 20°N~25°N 经向平均的剖面图(图略)中, 模式模拟的 100°E 以东的上升运动偏强, 但也能较好模拟出降水峰值及谷值区。对比试验的结论同前, 且随着高原高度的降低, 降水大值区向东移动。

综上所述, 在高原大地形的作用下, 在 60°E~150°E 形成了稳定的定常波, 波动中心分别位于 90°E 和 110°E 附近, 纬向剖面图能够反映出这种波动的特征。正是由于高原大地形的作用使得波动趋于稳定, 波动中心对应的降水大值区也相应地集中在同一地区, 从而有利于在特定地区产生持续性暴雨天气。

4.5 经向剖面图

图 9a 为沿 105°E~120°E 纬向平均的高度—经向剖面图, 可以看出: 气流的分布以 30°N 为分界: 30°N 以南为强偏南风 and 上升运动, 以北为强偏北风和下沉运动, 上升和下沉运动都很强, 能到达对流层顶附近, 使得偏南的暖湿气流和偏北的干冷气流在 30°N 附近汇合; 与纬向剖面图相对应的是 20°N~30°N 的上升运动显著, 对应降水的大值区。在 30°N 以南存在一个纬向的环流圈, 上升支位于 30°N 附近, 下沉支位于 5°N 左右, 与北半球的 Hadley 环流圈反向, 可称为反 Hadley 环流圈。正是由于高原大地形的作用, 减弱了 Hadley 环流的

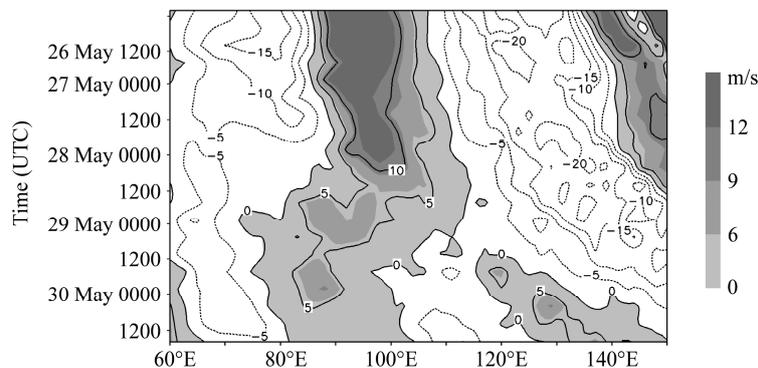


图 7 2010 年 5 月 26~30 日沿 20°N~30°N 经向平均的 200 hPa 经向风时间—经度剖面(单位: m/s, 阴影部分为南风区)

Fig. 7 The time-longitude cross section of the 200-hPa meridional wind (units: m/s; shaded areas: south wind) averaged over 20°N~30°N during 26~30 May 2010

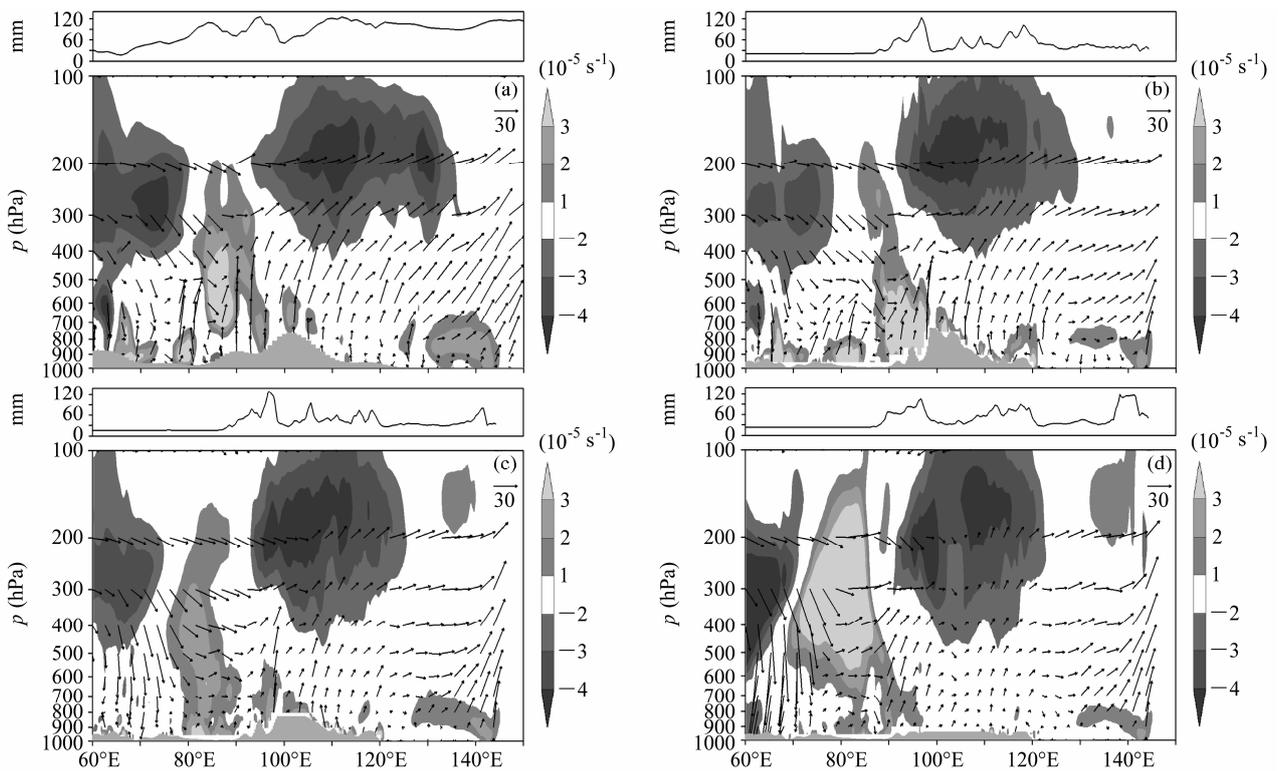


图8 同图6, 但为沿 25°N~28°N

Fig. 8 As in Fig.6, but for 25°N~28°N

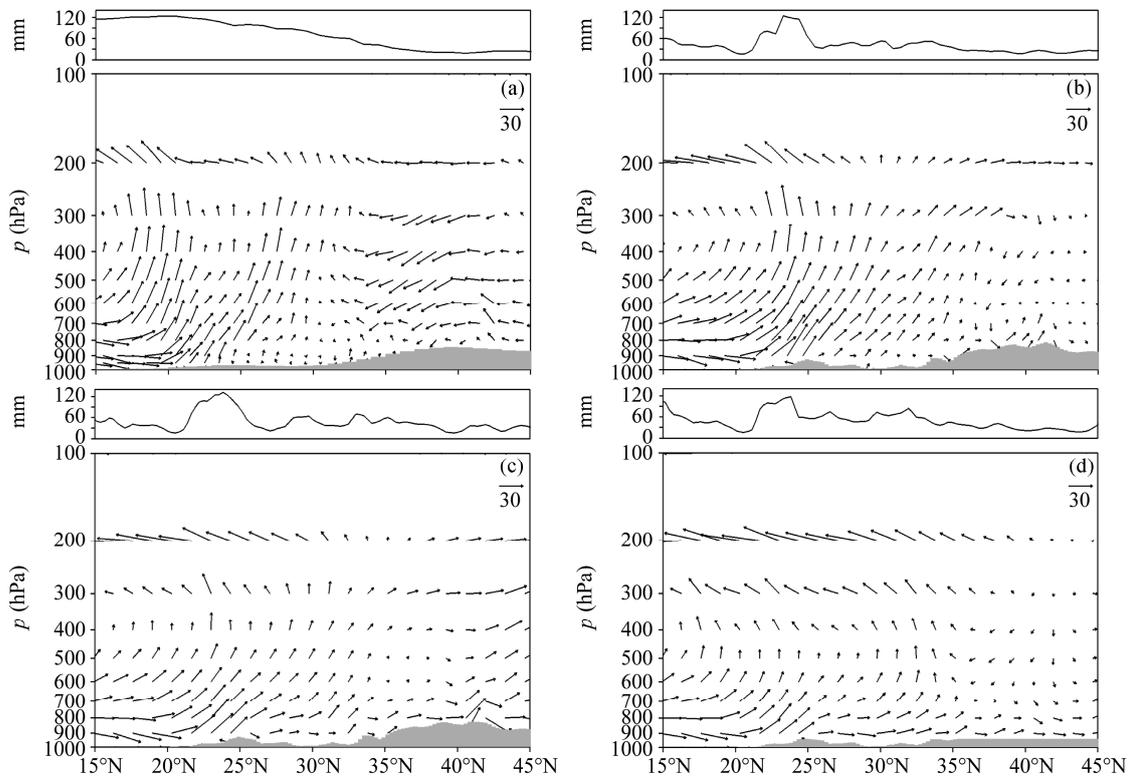


图9 2010年5月26~30日沿 105°E~120°E 纬向平均的累积降水量(上图, 单位: mm)以及由平均经向风 v (单位: m/s) 和垂直风 ω (Pa/s) 构造矢量 ($5 \times v, -200 \times \omega$) (下图) 表示的风场的经向-垂直剖面: (a) FNL 资料, (b) TP 试验, (c) LJ 试验, (d) NTP 试验

Fig. 9 5-d cumulated precipitation for 26~30 May 2010 averaged along 105°E~120°E (top panel, units: mm) and the longitude-vertical cross sections of constructed vector ($5 \times v, -200 \times \omega$) with the mean meridional wind v (units: m/s) and vertical wind ω (units: Pa/s) along 105°E~120°E: (a) FNL data, (b) TP experiment, (c) LJ experiment, (d) NTP experiment

北支下沉气流,使其转换为强上升气流,为我国华南地区的降水提供了有利的垂直运动条件。

由模式模拟的经向平均剖面图(图 9b)可以看出,模拟的偏南风及上升运动偏强、偏北 5 个纬度左右,对应的降水大值区也偏北,这与模拟的 850 hPa 上偏南气流在我国东部偏强、偏北相同。模式对高纬度风场的模拟效果最差,偏北风很弱,在对流层中高层甚至转换成偏南风。但总的来说,模式仍能较好地模拟出中低纬的风场、气流的上升下沉区以及反 Hadley 环流圈。

对比试验(图 9b、c、d)表明:随着高原高度的降低,偏南风和上升运动、偏北风和下沉运动都逐渐减弱。在无高原试验中,低层全部变成了偏南风,高层则转为一致的偏北风;纬向环流圈的范围也逐渐增大,其上升支向北扩展到了 35°N 附近。只有达到临界高度以后,30°N 以北高层的气流才转为偏南风,但中低层仍为一致的偏南气流,反 Hadley 环流的上升支也由 35°N 南移到了 30°N 附近。降水大值区也随着高原高度的降低逐渐向北移动,降水强度减弱。

总的来说,高原大地形对形成稳定的高原季风环流圈有重要作用。由于高原对气流的分支绕流作用,使高原以南气流在绕过高原后发生气旋性弯曲并向北运动;北支绕过高原后向南运动,气流在 30°N 附近汇合并产生上升运动,加强了副高北侧的强上升运动(朱乾根等, 2007)。加之南支气流在绕过高原后向北输送的暖湿气流不但使 30°N 以南的上升运动稳定且强大,从而有利于形成强降水区。

5 结论和讨论

本文利用 WRF3.2 模式,进行了有、无青藏高原以及将高原高度降低到临界高度的三组对比试验,从降水、大尺度环流背景场、经向剖面及纬向剖面等几个方面分析了高原大地形对 2010 年 5 月一次华南持续性暴雨的影响。根据模式模拟和对比试验结果的分析,初步得出以下结论:

(1) 与 30 年同期平均高度场相比,2010 年 5 月 26~30 日的 500 hPa 高度上“两槽一脊”的大尺度环流形势异常强大,是形成这次持续性降水的主要背景场。

(2) 2010 年 5 月 26~30 日的降水过程持续时间长,降水强度大,降水落区相对集中。高原大地形和加热作用对降水的影响显著,并且随着高原高度的升高,华南地区降水增多,雨带也向南移动。

(3) 高原大地形对大尺度环流系统的形成具有决定性作用。高原对西风气流的爬流、绕流作用明显,气流过高原产生的爬流作用使山脉迎风坡一侧近地面附近为强上升运动,背风坡为下沉运动,并对应降水的峰值和谷值区。随着高原升高,高原对气流阻挡产生的爬流效应减弱,转而以绕流作用为主。气流在高原以西 50°E 左右开始南北分支,绕过高原后在 140°E 汇合。

(4) 由于高原加热作用,使气流过高原时南支减弱、北支增强,并加强了高原及其东部低层的正涡度、高层的负涡度,使高原上空出现强上升运动。同时,高原的热力作用使西太平洋副热带高压位置偏南、偏西并稳定维持。

(5) 高原大地形对形成稳定的高原季风环流圈有重要作用。高原的地形阻挡和加热作用,使得高原东侧 30°N 以南的上升运动强大且稳定维持,有利于强降水的发生及持续。

(6) 高原的动力和热力作用能够激发出稳定的大气定常波动,其波动中心对应降水大值区,稳定维持的定常波使得降水也相对集中在同一地区,从而造成持续性降水过程。

需要说明的是,为了与模式模拟的结果进行对比,本文用 FNL 资料中的可降水量乘以十分之一来表示降水量(李霞和张广兴, 2003; 陈培英等, 2007; 赵玲等, 2010),但这样处理的合理性仍然有待与实际降水量资料进行对比,这也可能是模式模拟的降水量整体较 FNL 资料的降水量偏弱的原因之一。此外,本文只讨论了改变高原地形高度对定常波、气流及降水的影响,而根据有关文献(付遵涛和刘式适, 1999; 刘式适等, 2000a, 2000b; 黄瑾和周小刚, 2005),高原的地形坡度及西风气流的强度同样也会对定常波产生影响,进而引起降水的变化,因此还需要进一步开展这方面的研究。还有,完整的高原大地形作用应包括动力和热力两部分,二者作用的相对重要性以及对定常波及降水的影响程度,都是值得继续深入探讨的问题。再者,对本次持续性暴雨的天气分析表明,高原低值系统是造成持续性暴雨过程的重要天气尺度系统之一,天气尺度系统与行星尺度系统相互作用及其对持续性暴雨的影响也很有必要开展研究。

参考文献 (References)

鲍名. 2007. 近 50 年我国持续性暴雨的统计分析及其大尺度环流背景

- [J]. 大气科学, 31 (5): 779–791. Bao Ming. 2007. The statistical analysis of the persistent heavy rain in the last 50 years over China and their backgrounds on the large scale circulation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (5): 779–791.
- 陈功, 廖捷, 孙凌. 2012. WRF 微物理方案对四川一次强降水模拟的影响 [J]. 高原山地气象研究, 32 (1): 43–50. Chen Gong, Liao Jie, Sun Ling. 2012. Impact of different microphysical processes of WRF model on a heavy rainfall in Sichuan [J]. Plateau and Mountain Meteorology Research (in Chinese), 32 (1): 43–50.
- 陈培英, 宋玉民, 殷广亚, 等. 2007. 临颖大气可降水量与降水转化率特征 [J]. 气象与环境科学, 30 (增刊): 61–62. Chen Peiying, Song Yumin, Yin Guangya, et al. 2007. Study on aerosphere precipitable water and precipitation conversion rate characteristics in Linying [J]. Meteorological and Environmental Sciences (in Chinese), 30 (Supplement): 61–62.
- 陈希, 孙照渤, 沙文钰, 等. 2001. 东亚阻塞高压对我国降水影响的诊断分析研究 [J]. 南京气象学院学报, 24 (3): 330–336. Chen Xi, Sun Zhaobo, Sha Wenyu, et al. 2001. Diagnostic analysis for the effect of blocking high position in East Asia on the rainfall in China [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 24 (3): 330–336.
- 丁一汇. 1994. 暴雨和中尺度气象学问题 [J]. 气象学报, 52 (3): 274–282. Ding Yihui. 1994. Some aspects of rainstorm and meso-scale meteorology [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 52 (3): 274–282.
- 段安民, 吴国雄, 刘屹岷. 2006. 定常条件下感热和地形影响的 Rossby 波 [J]. 气象学报, 64 (2): 129–136. Duan Anmin, Wu Guoxiong, Liu Yimin. 2006. Steady wave-like solution of the Rossby wave with sensible heating and topographic effects [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 64 (2): 129–136.
- 付遵涛, 刘式适. 1999. 正压准地转模式中大地形作用下的低频波 [J]. 应用气象学报, 10 (1): 20–27. Fu Zuntao, Liu Shikuo. 1999. Low-frequency waves forced by large-scale topography in the barotropic quasi-geostrophic model [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 10 (1): 20–27.
- 黄海波, 陈春艳, 朱雯娜. 2011. WRF 模式不同云微物理参数化方案及水平分辨率对降水预报效果的影响 [J]. 气象科技, 39 (5): 529–536. Huang Haibo, Chen Chunyan, Zhu Wenna. 2011. Impacts of different cloud microphysical processes and horizontal resolutions of WRF model on precipitation forecast effect [J]. Meteorological Science and Technology (in Chinese), 39 (5): 529–536.
- 黄瑾, 周小刚. 2005. 地形坡度对基流中地形 Rossby 波振幅的影响 [J]. 云南大学学报 (自然科学版), 27 (1): 35–39. Huang Jin, Zhou Xiaogang. 2005. The effects of topographic gradient on the amplitude of topographic Rossby wave in basic flow [J]. Journal of Yunnan University (in Chinese), 27 (1): 35–39.
- 黄荣辉. 1985. 夏季西藏高原与落基山脉对北半球定常行星波形成的动力作用 [J]. 大气科学, 9 (3): 243–250. Huang Ronghui. 1985. The dynamic effect of the Tibetan Plateau and the Rocky mountains on the formation of stationary planetary waves in the Northern Hemisphere in summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 9 (3): 243–250.
- 黄荣辉. 1986. 夏季西藏高原对北半球定常行星波形成的热力作用 [J]. 大气科学, 10 (1): 1–8. Huang Ronghui. 1986. The thermal role of the Tibetan Plateau in the formation of the Northern Hemisphere stationary planetary waves in summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 10 (1): 1–8.
- 李桂龙, 李崇银. 1999. 江淮流域夏季旱涝与不同时间尺度大气扰动的关系 [J]. 大气科学, 23 (1): 39–50. Li Guilong, Li Chongyin. 1999. Drought and flood in the Changjiang–Huaihe River basin associated with the multi-time-scale oscillation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 23 (1): 39–50.
- 李国平. 2007. 青藏高原动力气象学 (第二版) [M]. 北京: 气象出版社, 69–122, 135–153. Li Guoping. 2007. Dynamic Meteorology of the Tibetan Plateau (2nd ed) (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 69–122, 135–153.
- 李霞, 张广兴. 2003. 天山可降水量和降水转化率的研究 [J]. 中国沙漠, 23 (5): 509–513. Li Xia, Zhang Guangxing. 2003. Research on precipitable water and precipitation conversion efficiency around Tianshan Mountain area [J]. Journal of Desert Research (in Chinese), 23 (5): 509–513.
- 梁潇云, 刘屹岷, 吴国雄. 2005. 青藏高原隆升对春、夏季亚洲大气环境的影响 [J]. 高原气象, 24 (6): 837–845. Liang Xiaoyun, Liu Yimin, Wu Guoxiong. 2005. The impact of Qinghai–Xizang Plateau uplift on Asian general circulation in spring and summer [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 24 (6): 837–845.
- 刘式适, 柏晶瑜, 陈华. 2000a. 青藏高原大地形作用下的 Rossby 波 [J]. 高原气象, 19 (3): 331–338. Liu Shikuo, Bai Jingyu, Cheng Hua. 2000a. Rossby wave affected by large-scale topography of Qinghai–Xizang Plateau [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 19 (3): 331–338.
- 刘式适, 柏晶瑜, 徐祥德, 等. 2000b. 青藏高原大地形的动力、热力作用与低频振荡 [J]. 应用气象学报, 11 (3): 312–321. Liu Shikuo, Bai Jingyu, Xu Xiangde, et al. 2000b. Dynamic and thermodynamic effects of the Tibetan Plateau and the low-frequency fluctuation [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 11 (3): 312–321.
- 刘晓东. 1999. 青藏高原隆升对亚洲季风形成和全球气候与环境变化的影响 [J]. 高原气象, 18 (3): 321–331. Liu Xiaodong. 1999. Influences of Qinghai–Xizang (Tibetan) Plateau uplift on the atmospheric circulation, global climate and environment changes [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 18 (3): 321–331.
- 刘晓东, 汤懋苍. 1996. 论青藏高原隆起作用于大气的临界高度 [J]. 高原气象, 15 (2): 131–140. Liu Xiaodong, Tang Maocang. 1996. On the critical height of the effect of Qinghai–Xizang Plateau uplift on the atmosphere [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 15 (2): 131–140.
- 吕克利. 1994. 大地形和外源激发的定常和非定常的行星波动 [J]. 热带气象学报, 10 (3): 247–256. Lü Keli. 1994. The steady and unsteady planetary waves excited by topography and external source [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 10 (3): 247–256.
- 马红云, 郭品文, 宋洁. 2009. 耦合不同陆面方案的 WRF 模式对 2007 年 7 月江淮强降水过程的模拟 [J]. 大气科学, 33 (3): 557–567. Ma Hongyun, Guo Pinwen, Song Jie. 2009. Simulation of “2007.7” heavy rainfall case in the Changjiang–Huaihe valley using the WRF model with different land surface schemes [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (3): 557–567.
- 闵爱荣, 廖移山, 杨荆安. 2011. 2010 年 4–10 月我国主要暴雨天气过程简述 [J]. 暴雨灾害, 30 (1): 90–96. Min Airong, Liao Yishan, Yang Jing’an. 2011. Important heavy rain processes in China from April to October in

- 2010 [J]. *Torrential Rain and Disasters (in Chinese)*, 30 (1): 90–96.
- 钱云, 钱永甫. 1996. 青藏高原隆升影响夏季大气环流的敏感性试验 [J]. *气象学报*, 54 (4): 474–483. Qian Yun, Qian Yongfu. 1996. The sensitivity experiments of influences of uplift of Tibetan Plateau on circulation in summer [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 54 (4): 474–483.
- 陶诗言. 1980. 中国之暴雨 [M]. 北京: 科学出版社, 25–26, 44–46. Tao Shiyan. 1980. *The Torrential Rain in China (in Chinese)* [M]. Beijing: Science Press, 25–26, 44–46.
- 陶诗言, 卫捷, 梁丰, 等. 2010. Rossby 波的下游效应引发我国高影响天气的分析 [J]. *气象*, 36 (7): 81–93. Tao Shiyan, Wei Jie, Liang Feng, et al. 2010. Analysis of high impact weather induced by the downstream effect of Rossby waves [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 36 (7): 81–93.
- 王黎娟, 陈璇, 管兆勇, 等. 2011. 江淮流域持续性强降水期间西太副高位置变异与非绝热加热的关系 [J]. *热带气象学报*, 27 (3): 327–334. Wang Lijuan, Chen Xuan, Guan Zhaoyong, et al. 2011. Relationship between the position variation of the west Pacific subtropical high and the diabatic heating during persistent heavy rain events in Yangtze–Huaihe Rivers basin [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 27 (3): 327–334.
- 王舒畅, 李毅. 2005. WRF 模式积云参数化方案和微物理方案的敏感性试验 [C]. // 中国气象学会 2005 年年会论文集. 北京: 中国气象学会, 6365–6373. Wang Shuchang, Li Yi. 2005. Sensitivity test of the WRF model cumulus parameterization schemes and micro-physics program [C]. // *Chinese Meteorological Society 2005 Annual Meeting Proceedings (in Chinese)*. Beijing: Chinese Meteorological Society, 6365–6373.
- 王晓芳, 黄华丽, 黄治勇. 2011. 2010 年 5–6 月南方持续性暴雨的成因分析 [J]. *气象*, 37 (10): 1206–1215. Wang Xiaofang, Huang Huali, Huang Zhiyong. 2011. The causation analysis of persistent heavy rain over southern China during May–June 2010 [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 37 (10): 1206–1215.
- 吴爱明, 倪允琪. 1997. 青藏高原对亚洲季风平均环流影响的数值试验 [J]. *高原气象*, 16 (2): 153–164. Wu Aiming, Ni Yunqi. 1997. Numerical experiments of the influence of Qinghai–Xizang Plateau on the mean circulation of Asian monsoon [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 16 (2): 153–164.
- 吴池胜, 王安宇. 1995. 青藏高原隆起对亚洲夏季风形成作用的数值试验 [J]. *高原气象*, 14 (4): 425–433. Wu Chisheng, Wang Anyu. 1995. Numerical experiments for the effects of the rising of the Tibetan Plateau on the formation of Asian summer monsoon [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 14 (4): 425–433.
- 吴国雄, 刘新, 张琼, 等. 2002. 青藏高原抬升加热气候效应研究的新进展 [J]. *气候与环境研究*, 7 (2): 184–200. Wu Guoxiong, Liu Xin, Zhang Qiong, et al. 2002. Progresses in the study of the climate impacts of the elevated heating over the Tibetan Plateau [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 7 (2): 184–200.
- 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.
- 伍华平, 束炯, 顾莹, 等. 2009. 暴雨模拟中积云对流参数化方案的对比试验 [J]. *热带气象学报*, 25 (2): 175–180. Wu Huaping, Shu Jiong, Gu Ying, et al. 2009. The effects of different cumulus parameterization schemes in WRF on heavy rainfall in Hunan Province [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 25 (2): 175–180.
- 袁成松, 王秋云, 包云轩, 等. 2011. 基于 WRF 模式的暴雨天气过程的数值模拟及诊断分析 [J]. *大气科学学报*, 34 (4): 456–466. Yuan Chengsong, Wang Qiuyun, Bao Yunxuan, et al. 2011. Numerical simulations and diagnostic analysis on a heavy rainstorm process based on WRF model [J]. *Transactions of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 34 (4): 456–466.
- 张兵, 辜旭赞, 李俊. 2007. WRF 模式中不同对流参数化方案对长江流域降水预报效果影响的对比试验 [C]. // 中国气象学会 2007 年年会论文集. 北京: 中国气象学会, 1420–1424. Zhang Bing, Gu Xuzan, Li Jun. 2007. Comparative test of the impact of different convective parameterization scheme in the WRF model precipitation forecast effect of the Yangtze River basin [C]. // *Chinese Meteorological Society 2007 Annual Meeting Proceedings (in Chinese)*. Beijing: Chinese Meteorological Society, 1420–1424.
- 张庆云, 陶诗言. 1998. 亚洲中高纬度环流对东亚夏季降水的影响 [J]. *气象学报*, 56 (2): 199–210. Zhang Qingyun, Tao Shiyan. 1998. Influence of Asian mid-high latitude circulation on East Asian summer rainfall [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 56 (2): 199–210.
- 张庆云, 陶诗言, 彭京备. 2008. 我国灾害性天气气候事件成因机理的研究进展 [J]. *大气科学*, 32 (4): 815–825. Zhang Qingyun, Tao Shiyan, Peng Jingbei. 2008. The studies of meteorological disasters over China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (4): 815–825.
- 张耀存, 钱永甫. 1999. 青藏高原隆升作用于大气临界高度的数值研究 [J]. *气象学报*, 57 (2): 157–166. Zhang Yaocun, Qian Yongfu. 1999. Numerical studies on the effects of the critical height of Qinghai–Xizang Plateau uplift on the atmosphere [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 57 (2): 157–166.
- 赵玲, 安沙舟, 杨莲梅, 等. 2010. 1976–2007 年乌鲁木齐可降水量及其降水转化率 [J]. *干旱区研究*, 27 (3): 433–437. Zhao Ling, An Shazhou, Yang Lianmei, et al. 2010. Study on precipitable water and precipitation conversion efficiency in Urumqi during the period of 1976–2007 [J]. *Arid Zone Research (in Chinese)*, 27 (3): 433–437.
- 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. 2007. 天气学原理和方法 (第四版) [M]. 北京: 气象出版社, 475–484. Zhu Qian'gen, Lin Jinrui, Shou Shaowen, et al. 2007. *Weather Principles and Methods (4th ed.) (in Chinese)* [M]. Beijing: China Meteorological Press, 475–484.