

王宇虹, 徐国强, 贾丽红, 等. 2015. 太行山对北京“7. 21”特大暴雨的影响及水汽敏感性分析的数值研究. 气象, 41(4): 389-400.

太行山对北京“7. 21”特大暴雨的影响及水汽敏感性分析的数值研究^{* 1}

王宇虹^{1,2} 徐国强² 贾丽红³ 赵 阳¹

1 中国气象科学研究院, 北京 100081
2 中国气象局数值预报中心, 北京 100081
3 新疆气象台, 乌鲁木齐 830002

提 要: 运用 GRAPES_Meso 模式对 2012 年 7 月 21—22 日发生在北京地区附近的特大暴雨过程进行数值模拟和地形、水汽的敏感性试验。地形敏感性试验发现, 在这次特大暴雨过程中, 由于太行山北端的阻挡作用, 使得气流和水汽辐合、抬升, 加强了对流过程; 对流层低层山前东南风和西南风、北风的辐合带增大了气旋性涡度, 使东移到北京的低涡稳定维持 5 h 左右, 对降水有明显的增幅作用; 而且地形起伏和地形海拔高度对降水都有明显增幅作用, 地形起伏的增幅作用较地形高度的大。水汽敏感性试验发现在这次特大暴雨过程中, 水汽条件较小的变化, 会导致水汽输送的明显差异, 从而导致降水量显著地改变。

关键词: 暴雨, 地形敏感性, 水汽敏感性, 数值试验

中图分类号: P435 **文献标志码:** A **doi:** 10. 7519/j. issn. 1000-0526. 2015. 04. 001

Numerical Simulation Analysis on Impact of Taihang Mountain and Vapor Sensitivity on the 21 July 2012 Extremely Severe Rainstorm in Beijing

WANG Yuhong^{1,2} XU Guoqiang² JIA Lihong³ ZHAO Yang¹

1 Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081
2 CMA Numerical Weather Prediction Centre, Beijing 100081
3 Xinjiang Meteorological Observatory, Urumqi 830002

Abstract: Using the GRAPES_Meso model, the numerical simulation, topographic sensitivity experiments and vapor sensitivity experiments are carried out for the extremely severe rainfall that happened in Beijing Region from 21 to 22 July 2012. The conclusions are as follows. In the process of the severe rainstorm, the convergence of upward current and vapor is reinforced by the terrain effect of Taihang Mountain, thus reinforcing the intensity of precipitation. Due to the convergence of southeast, southwest and north winds in the lower troposphere, the intensity of cyclonic vorticity is strengthened, which is helpful for the vortex to stay above Beijing for about 5 hours. The topographic relief and altitude of mountain have great influence on rainfalls, and the effect of topographic relief is greater than the altitude. In the process of the rainstorm, small changes of the vapor condition lead to significant difference in vapor transportation. The vapor condition influences the rainfalls markedly.

^{*} 国家自然科学基金项目(41275104)、国家重点基础研究发展计划(973 计划)(2013CB430106)、国家十二五科技支撑计划项目(2012BAC22B02)和公益性行业(气象)科研专项(GYHY20070605)共同资助
2014 年 6 月 17 日收稿; 2014 年 12 月 24 日收修定稿
第一作者: 王宇虹, 主要从事数值模式的物理过程研究. Email: wangyhcams@163. com
通信作者: 徐国强, 主要从事模式物理过程研究. Email: xugq@cma. gov. cn

Key words: rainstorm, topographic sensitivity, vapor sensitivity, numerical simulation

引言

暴雨是我国主要的灾害性天气之一,广大科研工作者对发生在我国各地暴雨的形成、发展机制及其分析预报行了大量研究,取得了很多研究成果,其中数值模拟暴雨过程也是重要的研究方法之一。早在 20 世纪 50 年代,叶笃正等(1955)、叶笃正(1952; 1956)指出不仅大尺度地形对东亚大气环流和我国天气有很大的影响,而且中小尺度地形对我国天气气候也存在显著的影响作用。暴雨与地形有密切关系,夏季我国各地大到暴雨日频数分布都受到地形的影响(陶诗言,1980)。不同的地形在不同时间和空间下以及不同的天气形势对降水的影响各不相同。地形对降水的影响一直受人们的关注,丁一汇等(1978)通过对 1975 年河南特大暴雨的研究指出,特殊的喇叭口地形使气流辐合从而强迫抬升,且利于积雨云的加强或强烈发展是该次暴雨增强的主要因素。徐国强等(1999)利用 MM4 模式对发生在河北省的“96.8”暴雨进行数值敏感性试验,表明太行山对“96.8”暴雨过程的降水中心强度有 60% 的增幅作用。孙健等(2002)利用 MM5 中尺度模式研究了 1998 年 6 月一次华南暴雨过程,指出地形在这次暴雨过程中主要为动力性作用。臧增亮等(2004)利用 ARPS 模式研究了 1999 年 6 月江淮一次特大暴雨对地形的敏感性试验,表明中尺度地形通过对动力场和水汽场的扰动对降水的落区和强度有重要影响,各个地形对降水的影响是不同的,同一个地形在不同时段对降水的影响也是不同的。赵思雄等(2004)在研究梅雨锋暴雨的作用时发现大别山等山脉对降水带的走向、中心位置和强度的影响都不显著。周雪松等(2012)利用 WRF 中尺度数值模式研究了 2007 年 8 月两次相似降水过程进行数值模拟对比试验,发现地形对两次降水过程的降水分布、中心强度和落区等影响较为一致,但是对不同强度降雨增幅的影响差异较大,地形对强降雨的增幅更大。北京地区处在华北平原的北部,它的北部是燕山山脉,西部是太行山脉的北端。两大山系在北京的西北部相交,东南部是平原区。由于北京地形差异很大,暴雨分布受地形影响差异也很大,山区暴雨经常出现在一定的风向条件下,通过分析各站夏季大到

暴雨时主要风向频率分布发现,昌平、门头沟、霞云岭位于西山的东南坡,暴雨集中出现在东南风和东风的条件下;平谷、古北口位于燕山的西南方,暴雨出现在西风时居多;怀柔、密云位于北京的东北部山谷,偏南风时容易出现暴雨(陶诗言,1980)。

充分的水汽供应、强烈的上升运动和降水持续时间长是暴雨形成的三个条件(朱乾根等,2007)。由于水汽条件作为暴雨发生的必要先决条件,水汽的上升凝结过程对降水有重要影响,所以对暴雨个例中局地的水汽收支情况和具体水汽输送路径的探讨都能加深对暴雨水汽输送特征的了解。陶祖钰(1980)研究了水汽场对低空急流的影响,指出空气的抬升凝结可以使低层急流轴不断抬升。周晓平等(1984)通过细网格降水模式对梅雨锋上中尺度低压过程进行了数值模拟,发现这种中尺度系统在维持和发展阶段中水汽潜热的影响较为明显。宋雯雯等(2012)通过对两例青藏高原低涡加热和水汽的数值试验研究,指出凝结潜热、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。李娜等(2013)研究了“7.21”暴雨中变形场的作用,指出低层水汽通量变形场的正值区与暴雨具有很强的相关。初始水汽条件是影响暴雨发生、发展过程的重要因子之一(贝耐芳等,2002),卢萍等(2009)通过区域暴雨数值预报模式 AREM 对 2003 年 8 月四川盆地西部多次暴雨过程进行数值试验,指出川西暴雨过程中初始水汽条件不仅决定着暴雨的强度,还对最大降水发生时间产生明显影响,从而决定模式对降水日变化的模拟效果。局地初始水汽偏大,不仅导致 24 h 降水总量的迅速增加,甚至空报暴雨,还使得主要降水时段明显提前,使夜雨变为昼雨。局地初始水汽减少不仅会显著减小降水量,甚至会致使暴雨消失,还会使主要降水时段滞后。

上述研究表明,地形作用和水汽条件在暴雨过程中具有不可忽视的作用。由于暴雨的局地性及影响因素的复杂性,地形和水汽的变化对处于不同地理位置及不同时段对暴雨的影响各不相同,这是一个值得深入研究的科学问题。本文对“7.21”北京特大暴雨过程进行了地形和水汽影响的敏感性数值试验,试图对这次暴雨过程中地形和水汽的作用和影响有更深入的了解。

1 过程概述及环流形式

2012 年 7 月 21 日北京及周边发生了一场强降水过程,21 日 00 时到 22 日 00 时(世界时,下同) 24 h 累积降水量分布为图 1。华北大部分地区均有降水,雨带呈西南—东北走向,北京地区普遍出现暴雨和大暴雨,北京市全市平均降水量为 170 mm,城区平均为 215 mm。座落于太行山北端山前的门头沟和顺义的雨量分别达到了 408 和 302 mm,与地处较平坦的北京站等其他站逐小时降水量有明显差别,其极值也明显大于北京站,反映出了太行山地形对此次降水有明显影响。

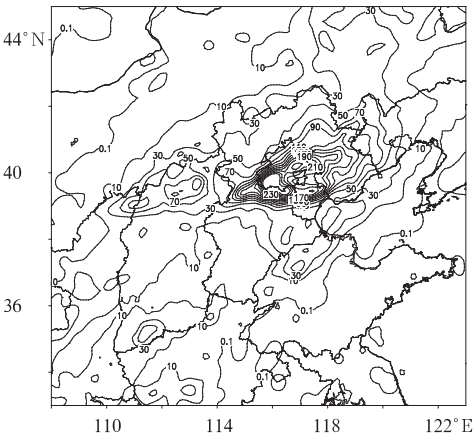


图 1 2012 年 7 月 21 日 00 时至 22 日 00 时
24 h 累积降水量(单位: mm)
Fig. 1 The 24 h accumulated precipitation (unit: mm)
from 00 UTC 21 to 00 UTC 22 July 2012

此次暴雨发生在有利的大尺度环流形势下(方翀等,2012;孙继松等,2012;孙建华等,2013;全美兰等,2013;周玉淑等,2014)(图略):在 200 hPa 高度场,高空急流在华北西部分为两支,华北地区位于高空急流轴右后方,为次级环流的上升支;在 500 hPa 高度场,高纬呈现“两槽一脊”的环流形势,西风槽位于贝加尔湖附近,华北地区位于槽前。东亚沿岸高压脊与副热带高压叠加形成高压坝,受此稳定高压的阻挡,使系统东移缓慢,中低纬有热带低压活动。在 850 hPa 高度场,“西北涡”发展东移,相应冷、暖切变线,暖切变线南侧有较强的低空急流。孟加拉湾低压东侧的西南气流和南海低压环流东侧的东南气流向华北地区输送水汽。

2 地形敏感性的数值模拟分析

2.1 试验设计

本文运用 GRAPES 区域中尺度模式对“7.21”北京特大暴雨过程进行模拟并且进行地形和水汽敏感性试验。GRAPES (Global/Regional Assimilation and Prediction System) 为全球与有限区域通用、静力与非静力可选的多尺度数值预报模式。该系统垂直方向采用地形追随高度坐标,水平方向为球面坐标。在空间离散化时,模式水平方向取 Arakawa-C 跳点经纬网格,垂直方向选择 Charney-philips 变量配置。时间积分使用半隐式半拉格朗日方案(陈德辉等,2008;薛纪善等,2008)。模式开发建立了插拔式可移植的区域中尺度物理过程软件包,物理过程的完整性与国外先进模式相当(徐国强等,2008)。模式物理过程包括积云对流过程、微物理过程、辐射过程、边界层过程和陆面过程。本文采用的地形试验模拟方案如表 1。

表 1 模拟方案
Table 1 The scheme of simulation

项目	“7.21”北京特大暴雨方案
空间分辨率	水平格距 0.05°,网格点数 301×241,垂直不等距 31 层
时间分辨率	30 s
模拟范围	33°~45°N,108°~123°E
微物理过程	WSM6 类方案
长波辐射	RRTM 方案
短波辐射	Goddard 方案
近地面层	Monon-Obukhov 方案
陆面过程	SLAB 热量扩散方案
行星边界层	MRF 方案
积云参数化	Betts-Miller-Janjic 方案

本文利用 GRAPES-Meso 模式对这次暴雨过程设计了四种地形方案,即控制试验和三种地形敏感性试验,具体试验设计如下:

- (1) 控制试验,模式区域内取真实地形,用于研究数值模式对降水的预报能力,简写为 CTRL;
- (2) 半高度地形试验,就是将模式区域地形高度取为真实地形的一半,主要测验海拔高度对降水的影响,简写为 TEST1;
- (3) 平均地形试验,就是将模式区域地形高度取为模式区域内的面积平均高度,主要测验起伏地形对降水的影响,简写为 TEST2;

(4) 均匀地形试验,即将模式区域地形高度取为主要降水地区地形高度的近似值,主要检验海拔高度和起伏地形共同对降水的影响,简称为 TEST3;在这次特大暴雨过程中,降水主要出现在华北地区,这个区域的地形平均高度约为 30 m,因此模式区域内地形高度取为 30 m。

2.2 地形对“7.21”北京特大暴雨的数值试验结果分析

2.2.1 不同地形对降水量的影响

图 2a₁、2b₁、2c₁、2d₁ 分别给出了北京特大暴雨 21 日 00—06、06—12、12—18 时和 18 时至 22 日 00 时每 6 h 累积降水量分布,与实况对比,模式模拟结果(图 2a₂、2b₂、2c₂、2d₂)能较好地模拟出此次特大暴雨过程中的雨带移动和强度变化。模拟的雨带呈西南—东北走向,与实况一致,模拟的降水中心虽然

偏西南,但基本反映出了强降水从西南向东北方向扩张,也反映出了 21 日 00—18 时降水强度增强和 21 日 18 时至 22 日 00 时强度减弱的趋势。从模拟的降水量来看,模拟的 24 h 累积降水量(图 3a)与实况(图 1)很接近,降水最大中心位置与降水实况较吻合,位于北京南部与河北交界处略偏向南,中心强度为 270 mm;从模拟的 6 h 累积降水量来看,21 日 12 时前降水强度较实况小,12 时之后较大,但在 06—12 和 12—18 时强降水时段的 6 h 累计降水都超过了 100 mm。从模拟的逐小时降水量来看(图略),降水的整体变化趋势和持续时间与实况变化基本一致,模拟的雨带和雨强变化较实况滞后约 2~3 h,最强降雨出现的时间在 15 时。因此我们可以用 GRAPES_Meso 模式对此次暴雨过程进行模拟以及敏感性试验分析。

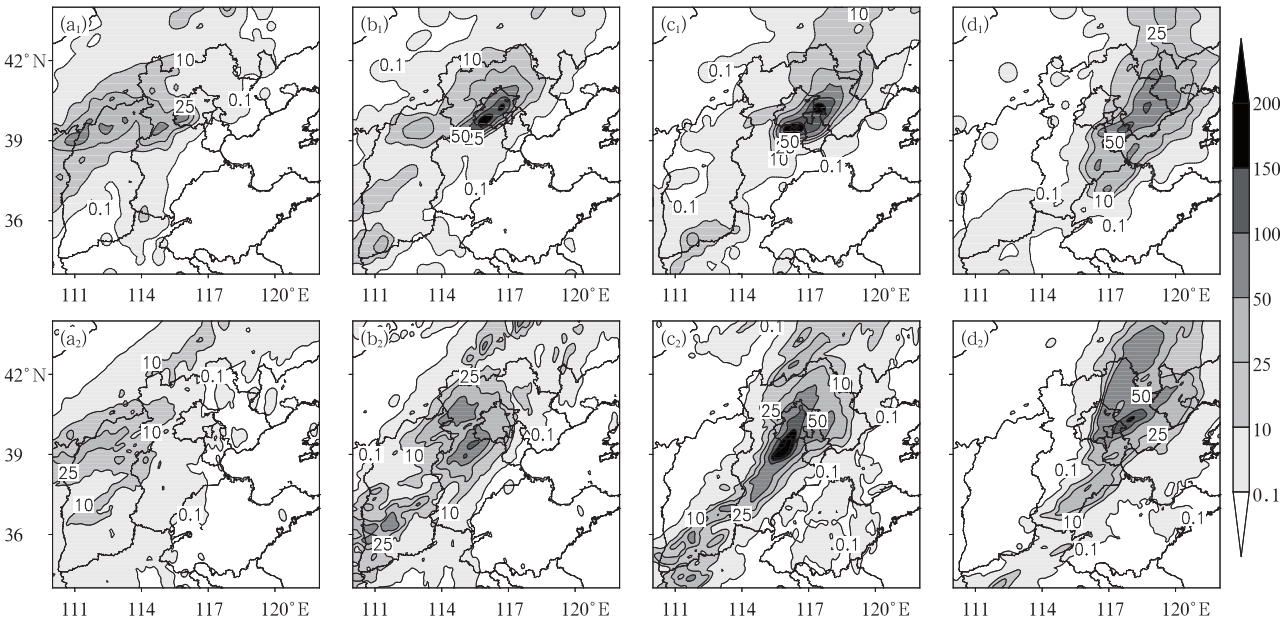


图 2 北京及附近地区 6 h 累计降水量分布(单位:mm)

(a₁)21 日 00—06 时观测,(a₂)21 日 00—06 时模拟,(b₁)21 日 06—12 时观测,(b₂)21 日 06—12 时模拟,
(c₁)21 日 12—18 时观测,(c₂)21 日 12—18 时模拟,(d₁)21 日 18 时至 22 日 00 时观测,(d₂)21 日 18 时至 22 日 00 时模拟

Fig. 2 The 6 h accumulated precipitation (unit: mm) on 21 July 2012

(a₁) observation from 00 UTC to 06 UTC 21 July, (a₂) simulation from 00 UTC to 06 UTC 21 July,
(b₁) observation from 06 UTC to 12 UTC 21 July, (b₂) simulation from 06 UTC to 12 UTC 21 July,
(c₁) observation from 12 UTC to 18 UTC 21 July, (c₂) simulation from 12 UTC to 18 UTC 21 July,
(d₁) observation from 18 UTC 21 July to 00 UTC 22 July, (d₂) simulation from 18 UTC 21 July to 00 UTC 22 July

图 3 分别为控制试验和敏感性试验模拟的 24 h 累计降水量。从图 3b 中看出,在 TEST1 中雨带呈西南—东北走向,降水量较 CTRL 明显减少,降水

的大值区域分布在北京市和河北省北部,中心强度为 190 mm。图 3c 可以看出:TEST2 中雨带几乎呈东西走向,雨量较 CTRL 有很大程度的减少,降水中

心位于北京西部延庆与河北交界处,中心强度为 170 mm;从图 3d 看出:TEST3 的降水量较 CTRL 有明显减少,有两个降水中心,一个中心位于延庆与门头沟地区,中心强度为 160 mm;另一个中心位于内蒙古赤峰市,中心强度为 150 mm。三种不同的敏感性试验及与控制试验对比分析可得出:北京西部的山地地形对这次降水的强度和中心位置都有显著的影响,真实地形方案明显优于其他三种敏感性

方案,这与人们的经验和前人的研究是一致的;地形起伏和海拔高度对这次暴雨降水量都有增幅作用,地形起伏较海拔高度影响更大;模式地形越复杂,雨区结构也越复杂。

为了说明北京西部山地地形对此次特大暴雨的增幅作用,下面主要分析对形成暴雨最重要的要素——风场、水汽输送和云的发展在控制试验和敏感性试验中的情况。

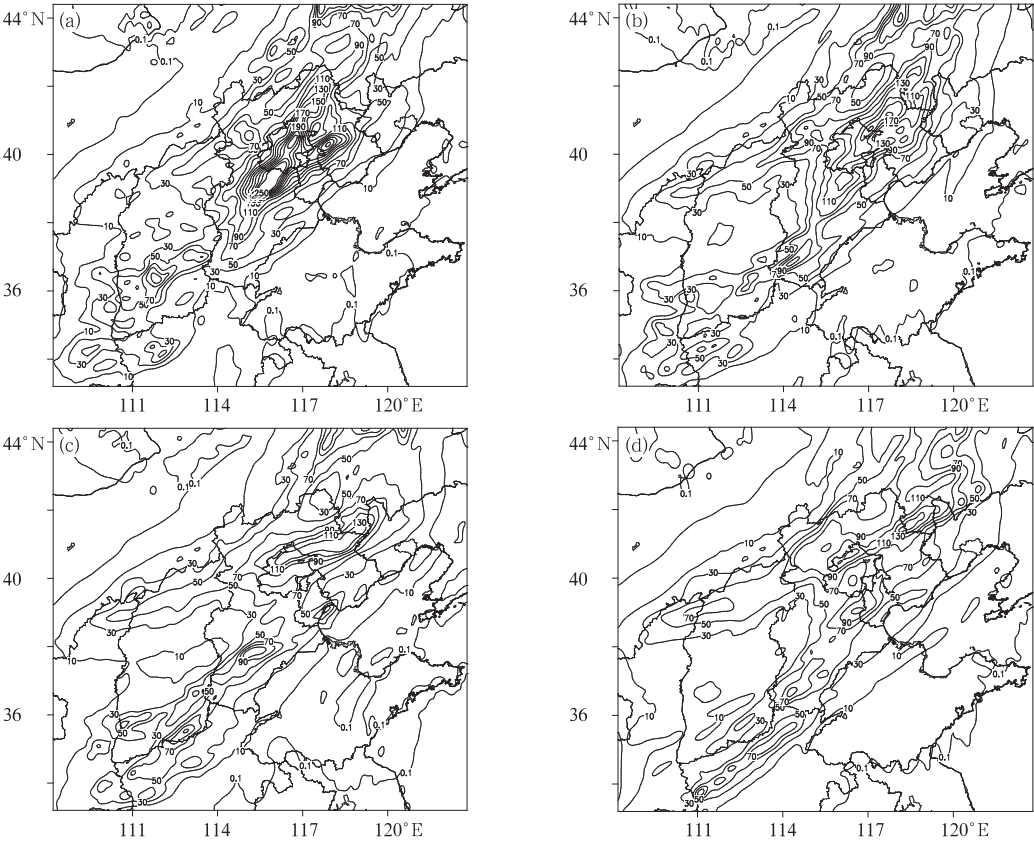


图 3 地形控制试验和敏感性试验预报 21 日 00 时至 22 日 00 时累积降水量(单位:mm)

(a) CTRL, (b) TEST1, (c) TEST2, (d) TEST3

Fig. 3 The 24 h accumulated precipitation predicted by topography control experiment and sensitivity experiments from 00 UTC 21 to 00 UTC 22 July (unit: mm)

(a) CTRL, (b) TEST1, (c) TEST2, (d) TEST3

2.2.2 不同地形对流场的影响

模式模拟的最大降水出现在 21 日 15 时,通过分析 21 日 15 时 850 hPa 水平流场(图 4),图 4a 为 21 日 15 时 CTRL 试验 850 hPa 水平流场分布图,在暴雨发生期间,对流层低层有分别来自北部、东南和西南的三支气流影响北京及附近地区,偏南气流已经达到急流量级,急流中心位于河北省石家庄附近,中心值达 $27\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,低空急流如此之强,为暴

雨的产生提供了非常有利的条件,对水汽的输送和低涡的发展有重要作用。从西北移出的低涡已经到达北京西部,受此低涡和地形的影响,形成两个辐合区,一个位于急流中心左侧,为偏西风 and 偏南风的辐合,另一个位于北京西北部山区附近,为东南风和北风的辐合。从不同时刻 850 hPa 流场分布图(图略)可以看出该低涡向东北方向缓慢移动,17 时位于北京房山区附近,此刻模拟出房山附近降水有明显

增强,从 16—21 时此低涡从北京西南向东北缓慢移动,在北京上空维持时间较长,约 5 h,造成此时段北京持续性降水。

图 4b~4d 分别为 TEST1、TEST2 和 TEST3 在 21 日 15 时 850 hPa 流场分布图。TEST1 模拟的结果显示,由于削弱了山脉的阻挡作用,北部的冷空气明显增强,加强了急流中心左侧西北风的偏北分量,从而使得辐合减弱。急流中心较 CTRL 分裂

为两个,一个位于北京南部,一个仍位于石家庄附近,但强度有所减弱,导致该地区降水较 CTRL 减少。TEST2 和 TEST3 与 CTRL 相比,由于地势更平坦且高度削减明显,北风明显加强,西南急流显著减弱,中心位置北抬,从而导致低涡快速向东北方向移动,造成北京北部降水增强。没有地形阻挡的作用,低涡在北京上空维持时间减少,约 3 h,因此该时段雨量较 CTRL 有明显的减少。

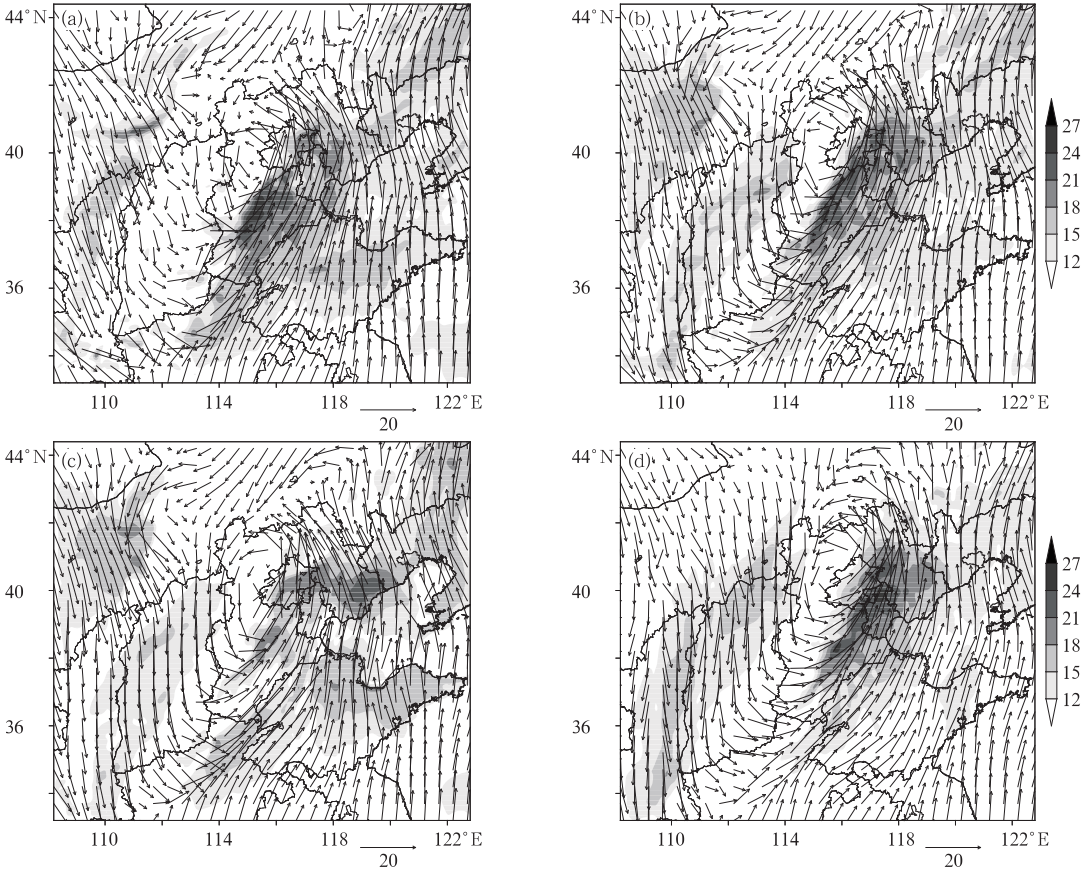


图 4 2012 年 7 月 21 日 15 时控制试验和敏感性试验 850 hPa 水平流场
(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, 阴影区为风速 $> 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的急流区)
(a)CTRL, (b)TEST1, (c)TEST2, (d)TEST3

Fig. 4 The stream field (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, shadow is the jet stream where wind speed is greater than $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 850 hPa for topography control experiment and sensitivity experiments at 15 UTC 21 July 2012
(a) CTRL, (b) TEST1, (c) TEST2, (d) TEST3

为了研究地形对垂直运动的影响,分析了控制试验和敏感性试验 21 日 15 时沿 116.5°E 垂直速度剖面(图 5),表明山脉地形除了对水平气流有较大的影响外,同时对垂直速度场也有明显的改变。在 CTRL 中对流发展旺盛,在 $38.5^\circ\sim 41^\circ\text{N}$ 范围内均为上升气流;在 38.8°N 从低层到 300 hPa 为上升气流,最大上升速度中心在 600 hPa 附近,中心值可达

$2.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,该最大值中心位置与 CTRL 中最大降水中心位置相对应;图中还可以看出,低层上升(下沉)运动对应着对流层上层的辐散(辐合),在垂直方向上形成抽吸作用,加强气流上升,触发不稳定能量释放。在敏感性试验中,上升气流较控制试验都有明显的减弱。TEST1 中 38.8°N 附近低层为下沉气流,中高层为上升气流,中低层最大上升速度位于

39.5°N 高度在 600 hPa 附近,最大值为 $0.8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$; TEST2 对流较 CTRL 已经大大减弱,所研究区域内为下沉气流或弱的上升气流;TEST3 中所研究区域内低层均为下沉气流或弱的上升气流,在38.8°N 高层为强的上升气流,这种高层强烈辐合会加快低层气流的辐散,可见这种情况下对流已经大大减弱。

对比分析控制试验和敏感性试验的水平流场和垂直速度场,可以得到地形对气流的主要动力作用

是辐合抬升;山前东南风、西南风和北风形成的辐合带,使气流和水汽在辐合区内聚集,地形的阻挡使得东南气流在迎风坡爬升,加强对流发展,加大了山前降水;同时气流在迎风坡上水平辐合,造成气旋性涡度增加,从而使低涡在北京上空维持发展时间长,造成持续性的降水。说明地形对这次暴雨有明显的增幅作用。

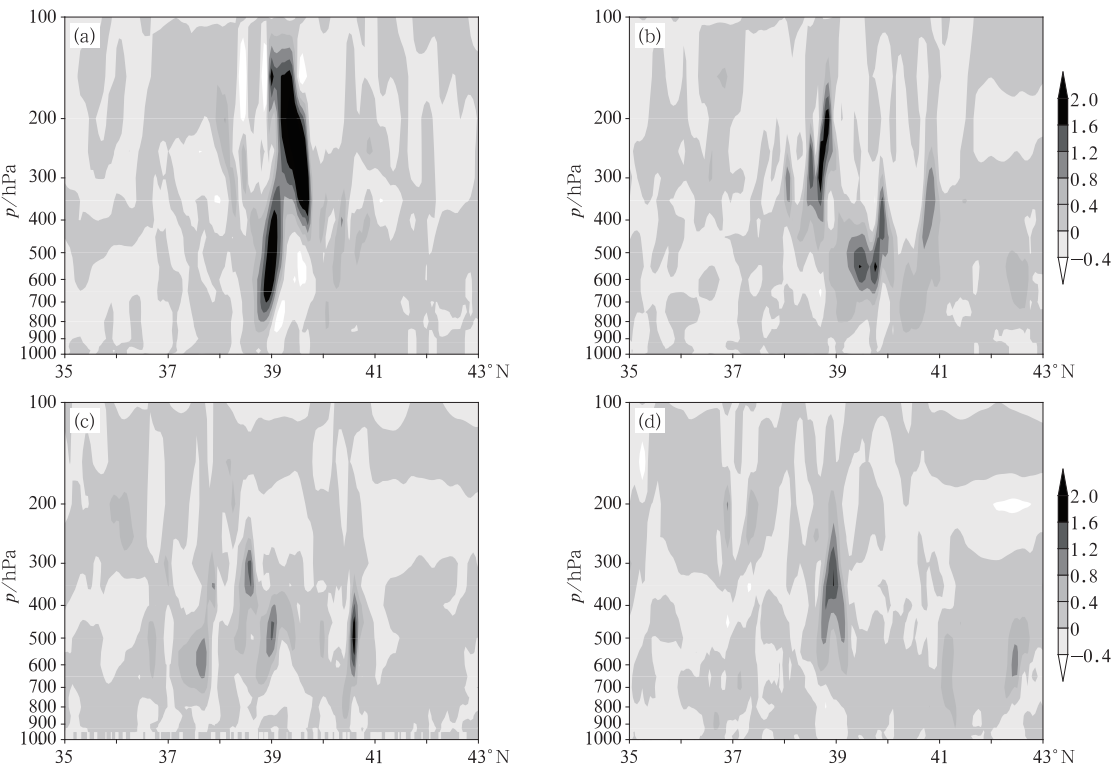


图 5 2012 年 7 月 21 日 15 时地形控制试验和敏感性试验沿 116.5°E 的垂直速度剖面(单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)
(a)CTRL, (b)TEST1, (c)TEST2, (d)TEST3

Fig. 5 The vertical velocity profile (unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) through 116.5°E for topography control experiment and sensitivity experiments on 15 UTC 21 July 2012
(a) CTRL, (b) TEST1, (c) TEST2, (d) TEST3

2.2.3 不同地形对水汽输送的影响

毋庸置疑,暴雨的发生发展除了必要的动力条件,水汽的持续输送和辐合也是一个必要条件。分析 21 日 15 时控制试验和敏感性试验 850 hPa 水汽通量和水汽通量散度(图略),控制试验中在 115°~118°E 存在西南—东北走向的水汽通量大值区,大值区位于北京的东南部,这与急流带是对应的,在其左前方有水汽通量辐合中心配合,水汽通量散度值达 $-12\times10^{-7}\text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$,同时沿太行山脉有水汽辐合带,最大中心值可达 -5×10^{-7}

$\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 。在敏感性试验中,水汽辐合中心区域较控制试验明显偏小,位置偏东南,水汽通量散度值也减少为 $-7\times10^{-7}\text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$,且控制试验中沿太行山的水汽辐合带不存在了。由此可见,地形对暴雨过程中的水汽通量分布影响较大,由于受太行山的阻挡,造成大量水汽在这一地区辐合。

2.2.4 不同地形对云物理的影响

暴雨过程中云和降水的形成和发生需要有较强的水汽条件和较大的垂直上升速度。图 6 为 21 日

15 时控制试验和敏感性试验沿 116.5°E 的水凝物中云水分布。在 CTRL 中,云的发展主要在有地形的区域(38°~43°N),此时云含水量为 $0.1 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的高度在 500 hPa 左右,云顶高度较低,云水混合比最大中心位于 650 hPa 附近,中心值达 $0.7 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1}$,可见云中水滴粒子较多,这种低质心高效率降水为此次特大暴雨做了很大贡献。在

TEST1 中,含水量 $0.1 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的高度变化不大,云水混合比最大中心向北移,位于 39.8°N 的 650 hPa 附近。在 TEST2、TEST3 中,36°~45°N 都有云形成,而不只是在有地形的区域,云高变化不大,云水含量有所减少。可见起伏地形对云的水平位置有重要作用。

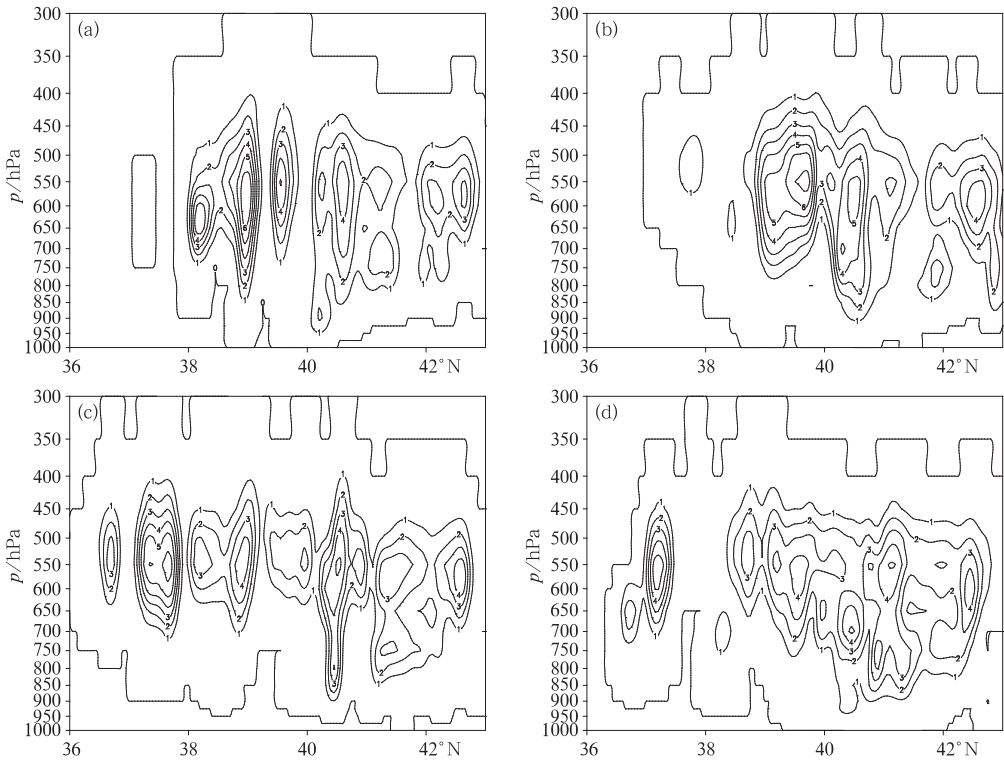


图 6 2012 年 7 月 21 日 15 时控制试验和敏感性试验沿 116.5°E 云水混合比剖面(单位: $10^{-1} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$)

(a)CTRL, (b)TEST1, (c)TEST2, (d)TEST3

Fig. 6 The cloud water mixing ratio profile along 116.5°E for topography control experiment and sensitivity experiments at 15 UTC 21 July 2012 (unit: $10^{-1} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$)

(a) CTRL, (b) TEST1, (c) TEST2, (d) TEST3

从 21 日 15 时 CTRL 的雨水混合比分布(图略)可以看出,雨水含量有两个大值区,中心值分别达 1.4×10^{-3} 和 $1.2 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1}$,中心高度在 650 hPa 附近。敏感性试验中,雨水含量大值中心的强度和位置变化较大。在 TEST1 中,虽然雨水含量仍有两个大值区,但位置明显北移,且强度明显减弱,分别为 1.0×10^{-3} 和 $1.1 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{kg}^{-1}$;在 40.5°~43°N 雨水含量增多,因此在该地这一时段 TEST1 模拟降水较多。TEST2 和 TEST3 雨水含量大值区只有一个,且中心值降低,在 36°~45°N 雨水含量较为均匀。

以上分析表明,太行山北端的地形作用能显著

地改变垂直流场的大小和方向分布,对云的形成和发展也有很大作用,尤其是对云的水平分布,可以增加云中雨水含量,提高降水效率。

3 水汽敏感性的数值模拟分析

水汽是产生暴雨的物质基础,水汽的输送和集中是暴雨产生过程中最不可或缺的物理过程。研究表明,在 7.21 北京特大暴雨降水过程中北京地区水汽异常充沛(廖晓农等,2013),东部海域(黄海、东海为主)是最主要的水汽源地,南海、孟加拉湾次之。低层以偏东的水汽输送为主,中层以西南气流输送

为主(孙建华等,2013)。王婧羽等(2014)研究表明,暴雨当日按照不同源地划分的影响暴雨区的水汽通道主要有两支:一支是在 500 hPa 以下来自我国东部海域先向西或西南进入大陆后折向北上的 L 形较湿水汽通道,另一支是主要在中低层通过孟加拉湾或者南海直接进入大陆北上的水汽通道。另外 2012 年第 8 号台风韦森特登录前,台风低压和副热带高压之间形成强的气压梯度,导致通向华北地区的东南风/南风低空急流建立并加强,为华北地区输送了充分的水汽,提供了本次特大暴雨发生极为关键的水汽条件(俞小鼎,2012)。而且此次暴雨过程在主要降水开始前,大多数站点可降水量均超过 60 mm,北京西南部为高值区,超过 70 mm(谌芸等,2012;孙军等,2012)。

3.1 试验设计

为了研究暴雨对水汽变化的敏感性,利用 GRAPES-Meso 模式设计了 10 组水汽敏感性试验,

10 组敏感性试验是将降水的主要区域从地面到 500 hPa 的比湿场分别乘以系数(*coe*):0.1、0.2、0.3、0.4、0.5、0.6、0.7、0.8、0.9、1.1,其他区域比湿场不变;控制试验的比湿场未做变化。敏感性试验在于讨论其他场不变的情况下,水汽条件发生变化对降水产生的影响。在这次暴雨过程中,控制试验模拟区域为 30°~47°N、105°~128°E,敏感性试验模拟区域与控制试验相同,改变比湿场的区域为 33°~43°N、112°~123°E。水汽试验模式参数与地形试验相同。

3.2 水汽对“7. 21”北京特大暴雨数值试验结果分析

3.2.1 不同水汽条件对“7. 21”北京特大暴雨降水量的影响

从预报结果来看,水汽对这次降水过程有非常明显的影响,水汽含量变化 10%~20%,有可能引起降水量非常大的变化。从图 7 中可以看出,当 *coe*<0.5

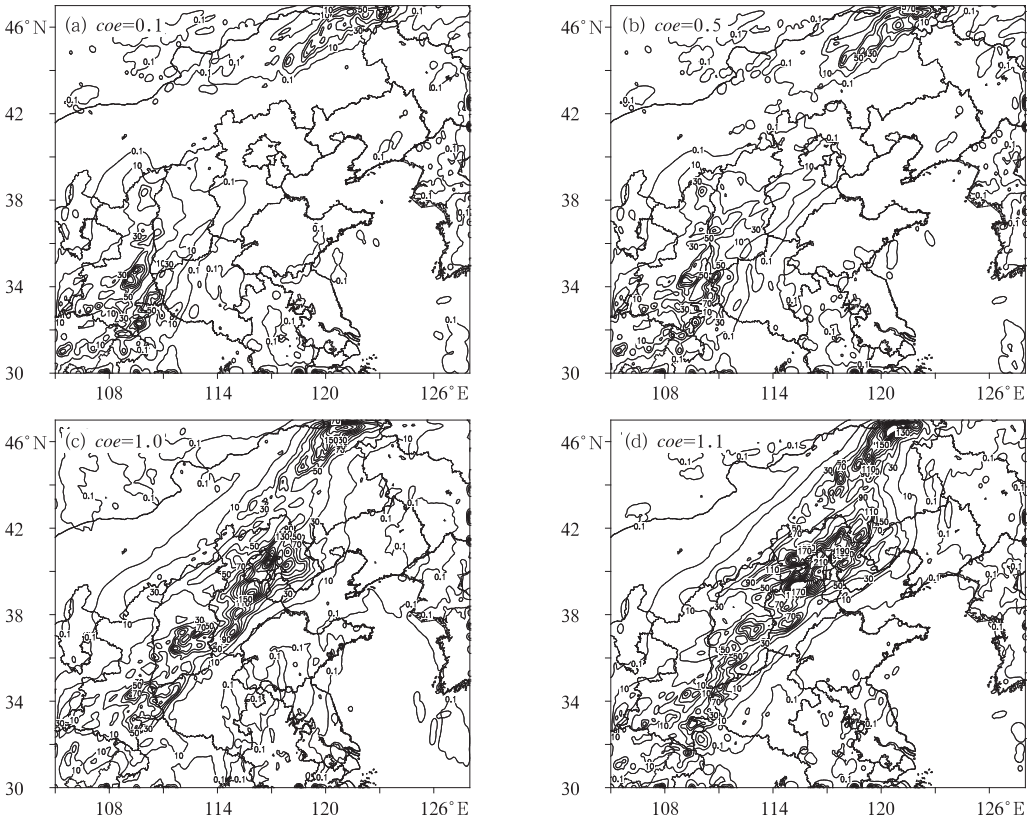


图 7 水汽控制试验和敏感性试验预报在 2012 年 7 月 21 日 00 时至 22 日 00 时累积降水量(单位:mm)
(a)*coe*=0.1, (b)*coe*=0.5, (c)*coe*=1.0, (d)*coe*=1.1
Fig. 7 The 24 h accumulated precipitation predicted by vapor control experiment and sensitivity experiments from 00 UTC 21 to 00 UTC 22 July 2012 (unit: mm)
(a) *coe*=0.1, (b) *coe*=0.5, (c) *coe*=1.0, (d) *coe*=1.1

时,改变比湿场的区域除西边界有 $\leq 10\text{ mm}$ 的降水外,其他地区均没有降水,这些少量的降水主要是由于改变比湿场造成了很大的水汽梯度,而低层水汽输送主要来自西南方向;当 $coe=0.5$ 时,河北省西南部、北京开始有降水产生;当 $coe=0.8$ 时(图略),河北省西部、北京、天津西部有暴雨产生;当 $coe=1.0$ 时,即控制试验中,北京、河北省中北部有特大暴雨生成,雨带呈西南—东北走向,最大降水中心位于北京中西部昌平、延庆地区,最大值达 270 mm ,与实况比较吻合。当 $coe=1.1$ 时,雨带呈西南—东北走向,有两个降水大值中心,一个位于北京房山区与河北省交界处,最大降水可达 330 mm ,另一个降水中心位于北京怀柔、延庆地区,最大降水值为 320 mm 。对比系数为 $0.1\sim 1.1$ 的降水量发现,比

湿越大,降水越多。

3.2.2 不同水汽条件对水汽输送的影响

图 8 为 21 日 15 时控制试验($coe=1.0$)和敏感性试验($coe=0.5$)850 hPa 水汽通量和水汽通量散度分布图。从图 8b 发现,在比湿场改变的区域内($33^\circ\sim 43^\circ\text{N}$ 、 $112^\circ\sim 123^\circ\text{E}$)水汽通量都显著减小,水汽通量散度较控制试验也明显减小,在急流左侧的强烈的水汽辐合带显著减弱,最大辐合中心为 $-4\times 10^{-7}\text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$;在比湿场没有改变的 区域,水汽通量和水汽通量散度与控制试验完全一致。这说明减少 $33^\circ\sim 43^\circ\text{N}$ 、 $112^\circ\sim 123^\circ\text{E}$ 范围内初始时刻低层到 500 hPa 的比湿在 24 h 内会显著减弱该区域内水汽输送,从而导致暴雨区水汽不够充沛,降水量减少。

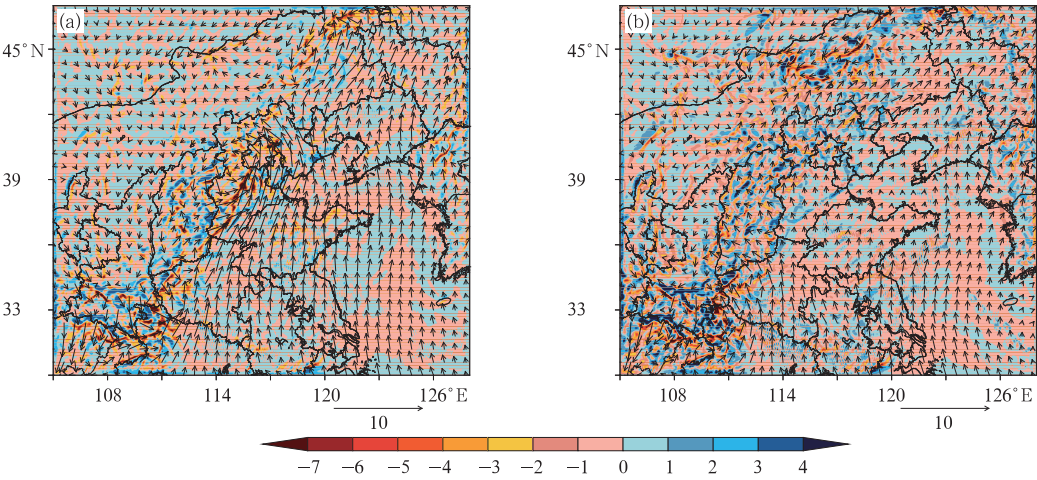


图 8 2012 年 7 月 21 日 15 时控制试验(a) $coe=1.0$ 和敏感性试验(b) $coe=0.5$ 850 hPa 水汽通量 (矢量,单位: $\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$)和水汽通量散度(阴影,单位: $10^{-7}\text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$)

Fig. 8 The distribution of vapor flux (vector, unit: $\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$) and the divergence of vapor flux (shaded, unit: $10^{-7}\text{ g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$) at 850 hPa for vapor control experiment (a) $coe=1.0$ and sensitivity experiments (b) $coe=0.5$ at 15 UTC 21 July 2012

3.2.3 不同水汽条件对大气稳定度的影响

温度和湿度场的水平和垂直变化必定会导致能量和大气稳定度的变化。假相当位温不仅考虑了气压对温度的影响,也考虑了水汽的凝结和蒸发对温度的影响,是一个综合物理量。图 9 分别为 $coe=1.0$ 和 $coe=0.5$ 时,21 日 15 时 850 hPa 假相当位温分布和沿 116.5°E 假相当位温的垂直分布,从图 9a 中看出,当 $coe=1.0$ 时,北京、河北省位于北侧冷空气形成的低 θ_{se} 区和南侧暖湿气流形成高温高湿区;从图 9b 中看出,当 $coe=0.5$ 时,比湿减小的区域假相当位温明显降低,比控制试验低了 15 K 左右。了

解控制试验和敏感性试验假相当位温的垂直分布,以此来分析暴雨发生期间不稳定层结状况以及水汽对其的影响。 $\partial\theta_{se}/\partial z<0$ 表示大气具有对流不稳定 性。从图 9c 中看出,21 日 15 时 348 K 假相当位温 线达到 700 hPa,表明对流不稳定层结相当深厚;在 33°N 和 39°N 中低层假相当位温有明显的上低下高的 垂直分布,说明大气处于强的对流不稳定状态。从图 9d 中看出,当 $coe=0.5$ 时,中低层假相当位温 较控制试验有十分明显的降低;在比湿未发生变化的 区域 32°N 和 45°N 附近仍具有不稳定能量,而其 他地区 $\partial\theta_{se}/\partial z>0$,大气呈层结稳定状态。以上分

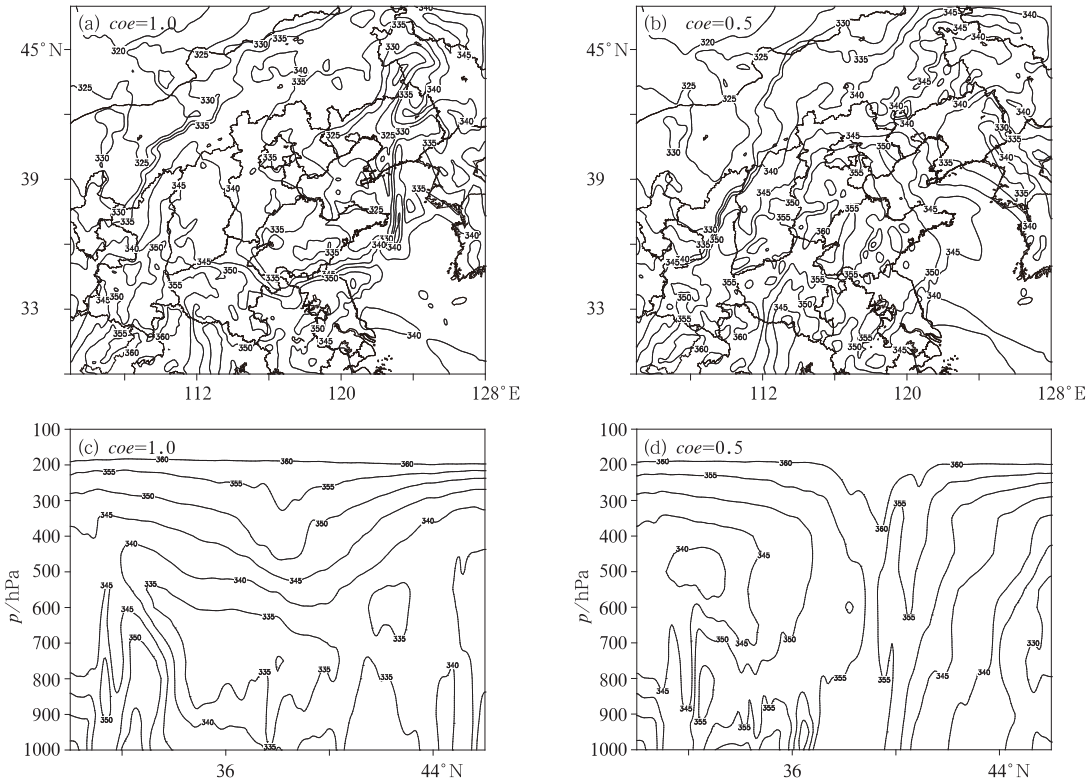


图 9 2012 年 7 月 21 日 15 时水汽控制试验(a, c) $coe=1.0$ 和敏感性试验(b, d) $coe=0.5$ 850 hPa 假相当位温分布(a, b)和沿 116.5°E 假相当位温剖面(c, d)(单位:K)

Fig. 9 The distribution of potential pseudo-equivalent temperature (unit: K) at 850 hPa (a, b) and the profile of potential pseudo-equivalent temperature (unit: K) through 116.5°E (c, d) for vapor control experiment ($coe=1.0$; a, c) and sensitivity experiment ($coe=0.5$; b, d) at 15 UTC 21 July 2012

析表明,这次暴雨过程中本地水汽大小对不稳定的强度有重要影响。

4 结论与讨论

通过“7. 21”北京特大暴雨过程进行数值模拟和地形、水汽的敏感性试验,探讨地形和水汽对这次暴雨的影响,初步结果如下:

(1) 通过与实况降水的对比,可以认为 GRAPES_Meso 模式的模拟结果较好地模拟了这次暴雨过程。

(2) 北京北面为燕山,西面为太行山北端,地形敏感性试验表明在“7. 21”北京特大暴雨中西部的太行山对近地面气流、水汽产生直接影响,对降水有明显的增幅作用。由于山脉的阻挡,东南气流在迎风坡辐合抬升;对流层低层长时间维持的东南风在北京太行山北端山前与西南风和北风交汇,在山前形成辐合带并且长时间维持,有利于水汽的聚积;山前

的辐合带使气旋性涡度增加,导致东移到北京上空的低涡系统维持 5 h 左右,从而造成了北京及附近地区的持续性暴雨。而且地形起伏较地形高度对降水的增幅作用更显著。

(3) 水汽敏感性试验表明“7. 21”北京特大暴雨对水汽条件十分敏感,水汽条件较小的变化,会导致水汽输送的明显差异,从而导致降水量显著的改变。

致谢:感谢国家气象中心以及国家气象信息中心提供的实况降水数据,同时感谢 NECP/NCAR 免费公开发布的 FNL 资料。

参考文献

贝耐芳,孙建华. 2002. 初值及物理过程对(98. 7)暴雨预报结果的影响. 气候与环境研究, 7(4): 386-396.
陈德辉,薛纪善,杨学胜,等. 2008. GRAPES 新一代全球/区域尺度统一数值预报模式总体设计研究. 科学通报, 52(20): 2396-2407.
湛芸,孙军,徐珏,等. 2012. 北京特大暴雨极端性分析及思考(一)观测分析思考. 气象, 38(10): 1255-1266.
丁一汇,蔡则怡,李吉顺. 1978. 1975 年 8 月上旬河南特大暴雨的研

究. 大气科学, 2(4): 276-290.

方翀, 毛冬艳, 张小雯, 等. 2012. 2012 年 7 月 21 日北京地区特大暴雨中尺度对流条件和特征初步分析. 气象, 38(10): 1278-1287.

李娜, 冉令坤, 周玉淑, 等. 2013. 北京“7. 21”暴雨过程中变形场引起的锋生与倾斜涡度发展诊断分析. 气象学报, 71(4): 593-605.

廖晓农, 倪允琪, 何娜, 等. 2013. 导致“7. 21”特大暴雨过程中水汽异常充沛的天气尺度动力过程分析研究. 气象学报, 71(6): 997-1011.

卢萍, 宇如聪, 周天军. 2009. 四川盆地西部暴雨对初始水汽条件敏感性的模拟研究. 大气科学, 33(2): 241-250.

全美兰, 刘海文, 朱玉祥, 等. 2013. 高空急流在北京“7. 21”暴雨中的动力作用. 气象学报, 71(6): 1012-1019.

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. 大气科学, 36(1): 117-129.

孙健, 赵平, 周秀骥. 2002. 一次华南暴雨的中尺度结构及复杂地形的影响. 气象学报, 60(3): 333-342.

孙建华, 赵思雄, 傅慎明, 等. 2013. 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨的多尺度特征. 大气科学, 27(3): 705-718.

孙继松, 何娜, 王国荣, 等. 2012. “7. 21”北京大暴雨系统的结构演变特征及成因初探. 暴雨灾害, 31(3): 18-225.

孙军, 湛芸, 杨舒楠, 等. 2012. 北京 721 特大暴雨极端性分析及思考(二)极端性降水成因初探及思考. 气象, 38(10): 1267-1277.

陶诗言. 1980. 中国之暴雨. 北京: 气象出版社, 13-14.

陶祖钰. 1980. 湿急流的结构及形成过程. 气象学报, 38(4): 331-340.

王婧羽, 崔春光, 王晓芳, 等. 2014. 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨过程的水汽输送特征. 气象, 40(2): 133-145.

徐国强, 陈德辉, 薛纪善, 等. 2008. GRAPES 物理过程的优化试验及程序结构设计. 科学通报, 53(20): 2428-2434.

徐国强, 胡欣, 苏华. 1999. 太行山地形对“96. 8”暴雨影响的数值试验研究. 气象, 25(7): 3-7.

薛纪善, 陈德辉. 2008. 数值预报系统 GRAPES 的科学设计与应用. 北京: 科学出版社, 331-342.

叶笃正. 1952. 西藏高原对于大气环流影响的季节变化. 气象学报, 23(1): 33-47.

叶笃正. 1956. 小地形对于气流的影响. 气象学报, 27(3): 243-265.

叶笃正, 顾震潮. 1955. 西藏高原对于东亚大气环流及中国天气的影响. 科学通报, 6(1): 28-33.

俞小鼎. 2012. 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨成因分析. 气象, 38(11): 1313-1329.

臧增亮, 张铭, 沈洪卫, 等. 2004. 江淮地区中尺度地形对一次梅雨锋暴雨的敏感性试验. 气象科学, 24(1): 26-34.

赵思雄, 陶祖钰, 孙建华, 等. 2004. 长江流域梅雨锋暴雨机理的分析研究. 北京: 气象出版社, 102-104.

周晓平, 赵思雄, 张宝严. 1984. 梅雨锋上中尺度低压发生的数值模拟试验. 大气科学, 8(4): 353-361.

周雪松, 阎丽凤, 孙兴池, 等. 2012. “2007. 8. 17”山东大暴雨的数值模拟和诊断分析. 气象, 38(8): 960-970.

周玉淑, 刘璐, 朱科锋, 等. 2014. 北京“7. 21”特大暴雨过程中尺度系统的模拟及演变特征分析. 大气科学, 38(5): 885-896.

朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. 2007. 天气学原理与方法. 北京: 气象出版社, 321-323.