符娇兰,马学款,陈涛,等,2017."16·7"华北极端强降水特征及天气学成因分析[J].气象,43(5):528-539.

"16·7"华北极端强降水特征及天气学成因分析*

符娇兰 马学款 陈 涛 张 芳 张夕迪
孙 军 权婉晴 杨舒楠 沈晓琳
国家气象中心,北京 100081

提 要: 2016年7月19—20日华北出现了当年入汛以来最强降水过程。此次降水过程为一次影响范围广、累积雨量大、持续时间长的极端强降水过程,其强度较"96·8"强,仅次于"63·8"。以暖云降水为主,短时强降水特征明显,局地小时雨强强、且具有明显的地形降水特征。此次强降水发生在南亚高压东伸加强、副热带高压西伸北抬、中高纬度西风带低涡系统发展的环流背景下,黄淮气旋、西南和东南低空急流的异常发展以及水汽的异常充沛表明此次强降水过程动力抬升和水汽条件非常有利。强降水过程表现出明显的阶段特征,主要分为两个阶段:19日凌晨至白天为高空槽前偏东风导致的地形强降水、19日夜间至20日为黄淮气旋系统北侧螺旋雨带造成的强降水。第一阶段的降水主要与高空槽前偏东风/东南风急流的发展有直接关系。这一阶段对流降水旺盛,中层弱干冷平流以及低层强暖平流是对流不稳定能量的维持机制,强降水形成的冷堆与局地地形作用产生的中尺度锋生过程为对流持续新生提供了有利条件。第二阶段的降水主要与低涡切断和黄淮气旋的强烈发展有关。该阶段降水对流相对较弱,黄淮气旋进入华北以后移动缓慢,从而造成降水持续时间较长。

关键词: 极端降水事件,切断低涡,异常发展,移动缓慢,地形增幅
中图分类号: P458 **文献标志码:** A **DOI:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2017.05.002

Characteristics and Synoptic Mechanism of the July 2016 Extreme Precipitation Event in North China

FU Jiaolan MA Xuekuan CHEN Tao ZHANG Fang ZHANG Xidi
SUN Jun QUAN Wanqing YANG Shunan SHEN Xiaolin
National Meteorological Centre, Beijing 100081

Abstract: An extremely severe precipitation event took place in North China in 19—20 July 2016. It was characterized by large rainfall, persistent rainfall, warm cloud rainfall, strong local rainfall intensity and orographic precipitation. Its rainfall was larger than that of the extreme rainfall in 3—5 August 1996, and only next to the amount of the 2—7 August 1963 extreme rainfall event. It occurred under the circulation background of the South Asia high moving eastward, the West Pacific subtropical high moving northwestward and the low vortex in the westerlies developing in mid-high latitude. The abnormal development of Huanghuai cyclone, southwest and southeast low-level jets, and the abnormally abundant moisture indicates that the dynamic lifting and moisture conditions favored this severe rainfall process significantly. The whole rainfall event presented clearly the phase characteristics, and could be divided into two stages. The first stage was the orographic rainfall caused by the easterly winds ahead of the trough from the early morning to the daytime of 19 July, while the second part was produced by spiral rain bands in the north side of Huanghuai cyclone from the night of 19 to the daytime of 20 July. In the first stage, the easterly

* 中国气象局预报员专项(CMAYBY2016-086)、国家自然科学基金项目(41105030)和预报预测核心业务发展专项(CMAHX20160101)共同资助
2016年9月23日收稿; 2017年3月22日收修定稿
第一作者:符娇兰,主要从事灾害性天气诊断分析和预报技术研究. Email:bluelilyfly@163.com

low-level jet was lifted by the Taihang Mountains, which continuously triggered the convective cells along the east edge of the mountains. The weak dry and cold advection at mid-level and the strong warm and wet advection at low-level jointly maintained the convective instability. The cold pool generated by heavy rainfall and the mesoscale frontogenesis process created by local orographic effect provided favorable conditions for severe convections to occur continuously. The second stage rainfall was mainly related to the development of cut-off vortex and Huanghuai cyclone. The blocking of the high pressure system slowed the steps of Huanghuai cyclone in North China, thus leading to the long-lasting rainfall process.

Key words: extreme precipitation event, cut-off low vortex, abnormal development, slow-moving, orographic effect on precipitation

引　言

华北地处中纬度地区,不仅冷空气活动频繁,而且夏季暖湿空气北上也可以达到该地区,冷暖空气交绥常造成异常强降水。据统计,华北夏季(6—8月)的降水量占年降水量的 50%以上,而这种集中的降水量又往往是由几场暴雨造成。其特点为:降水强度大、出现时间集中、局地性强、其空间分布受地形影响明显(《华北暴雨》编写组,1992;杨帅,2007)。如海河流域的"63·8"(1963 年 8 月)特大暴雨,过程总降水量高达 2051 mm,其 24 h 强降水发生在 8 月 4 日河北省邢台地区的獐貘乡高达 950 mm (章淹,1990),河北"96·8"(1996 年 8 月)大暴雨,邢台县野沟门水库和井陉县吴家窑水文站观测到日降水量超过 600 mm(胡欣和马瑞隽,1998),北京"7·21"(2012 年 7 月 21 日)特大暴雨过程暴雨中心在房山区河北镇,日降水量达460 mm(谌芸等,2012;孙继松等,2012)。

华北区域性大暴雨,总是在有利的大尺度环流背景下发生发展的。当东亚高、中纬度环流纬向型向经向型调整,并与低纬度环流相互作用时,冷暖空气在华北地区交绥,造成天气尺度和中尺度系统不稳定发展,最终会导致强降水的产生(《华北暴雨》编写组,1992)。周鸣盛(1993)认为北方大范围暴雨分型应主要以西北太平洋副热带高压(以下简称副高)为主导系统,按照副高活动特点,华北暴雨 500 hPa 环流型可分为四种:槽脊东移型、西北太平洋副高西进与低槽东移型、西北太平洋副高南侧辐合系统型、台风北上行。丁一汇等(1980)进一步研究了华北暴雨天气尺度环流,提出三种基本环流型:一是华北位于长波槽前,下游有高压脊或阻塞高压,可使上游槽移动减慢或停滞,这种东高西低的形势是华北暴雨最基本的环流形势;二是当下游有阻塞形势维持,同时在贝加尔湖一带有长波脊发展,这是可形成东西两高对峙的环流形势,之间是深厚的低压槽或切变线,这是造成华北持续性大暴雨的环流形势,"63·8"特大暴雨就是出现在这样的环流形势下;此外,第三种华北暴雨形势是,华北北面有高压坝,北上台风深入内陆受阻稳定少动,如"96·8"特大暴雨等。

华北暴雨是在有利的大尺度背景下,由中尺度系统直接产生的。常见的中尺度系统有 6 种:暖区中尺度切变线、冷式切变线和辐合线、β 中尺度干线、东风切变线、低层中尺度浅薄冷空气活动、边界层急流(《华北暴雨》编写组,1992)。吕艳彬等(2002)分析了华北平原上 3 个典型个例合成的 MCC 发生前的环境场,指出华北平原发生的 MCC 是发生在移动性冷锋前的暖区中。王迎春等(2003)研究 2002 年 8 月 1 日晚发生在北京东北部密云县局地特大暴雨指出:中尺度低压和辐合线是对流的触发系统,北京地区北部处于中尺度低压东部暖湿气流的辐合区内,在有利地形条件下中尺度低压和辐合线使密云县西部山区产生特大暴雨。华北地区主体位于阴山以南,黄河以北,西接陇中高原,东临渤海和黄海,西部为海拔 1000～2000 m 的黄土高原,个别山峰高度达 2000～3000 m,东部是广阔平原地区,海拔高度在 200 m 以下。范广州和吕世华(1999)利用数值模拟研究了地形对华北地区夏季降水的影响,指出华北地区西部和北部的山脉对该地区夏季降水的影响至关重要。孙继松(2005)从大气运动的基本方程出发,讨论了华北地区太行山东侧低空东风气流背景下,气流的不同垂直分布特征对降水落区的影响,指出当垂直于山体的气流随高度减小时,地形作用表现为迎风坡上水平辐合,造成气旋式涡度增加,因此对迎风坡降水产生增幅作用。陈双等(2011)通过个例研究指出,地形的强迫作用,

一方面是雷暴冷池出流下山加速与稳定维持的偏南暖湿气流产生更强烈的上升运动，从而加强对流发展，与此同时，通过强迫抬高冷池出流高度，使出流与近地面偏南气流构成随高度顺转的边界层垂直风切变，使对流不稳定增强。

2016年7月19—20日，华北等地发生了“63·8”特大暴雨以来影响范围最广、强度最大的一次强降雨过程（简称“16·7”）。受强降雨影响河北部分地区受灾严重，邢台洪涝灾害造成47人死亡或失踪。尽管业务预报对强降水落区把握较好，但对降水强度及极端性仍估计不足。为进一步提高对此类极端天气的认识，有必要对其天气学成因进行深入分析。本文利用地面自动站、探空、雷达及NCEP-GFS分析资料对此次降水过程的降水特点、阶段特征以及不同阶段降水的天气学成因以及地形影响等方面进行分析，总结了此次降水过程的特点，以及极端降水形成的关键影响因子。

1 天气概况

2016年7月19—20日，华北出现了今年以来最强降雨过程，主要降雨时段出现在19日00时至21日08时，河南北部、山西中东部、河北大部、北京、天津和内蒙古东南部等地出现了大范围暴雨或大暴雨，河北西部沿山和东北部、河南北部、北京西部沿山和城区部分地区特大暴雨，其中19日河北石家庄、河南林州地区局地24 h累积降水超过600 mm。北京、天津、河北、河南等省（直辖市）过程降雨强度均达特强（Ⅰ级）等级（王莉萍等，2015）。

受强降雨影响，河北、山西等省发生山洪、城市内涝等灾害，据不完全统计，河北邢台地区因山洪灾害导致47人死亡或失踪，给经济社会、人民生命和财产造成了严重损失。

2 降水特征分析

2.1 降水极端特征

19日00时至21日08时过程累积降水量显示（图1a），山西中东部、河南、河北、北京、天津、山东中西部等地部分地区降雨100～250 mm，北京西部沿山和中南部、河北东北部和西部沿山、河南北部、天津南部、辽宁西南部等地雨量达250～400 mm，河南林州和安阳、河北石家庄、邯郸、邢台和秦皇岛等局地400～690 mm。此次暴雨天气过程影响到河南、山东、河北、山西、北京、天津、内蒙古、辽宁等14省（市、区）；累计雨量50 mm以上面积约90.6×10^4 km^2，其中100 mm以上面积约36.9×10^4 km^2，250 mm以上面积3.6×10^4 km^2。大暴雨影响面积是2016年以来第二大（仅次于6月30日至7月6日）。

此次降水为一次极端强降水过程，北京大兴（242 mm）、河北井陉（379.7 mm）、武安（374.3 mm）、山西平定（192 mm）、辽宁建昌（184.4 mm）等县（市）日雨量突破有气象记录以来历史极值，北京、天津、河北、山西、河南北部共60个站次日24 h雨量突破7月历史极值（图1b）。

“16·7”强降水过程与“63·8”和“96·8”都是在相似的环流背景和有利的地形影响下产生的（章淹，1990；胡欣和马瑞隽，1998）。“63·8”强降水主要分布在太行山东麓，过程累积降水普遍达到400～600 mm，局地超过1000 mm，其中河北内丘县獐貘乡水文站8月4日录得24 h累积降水为950 mm，过程累积降水量达2051 mm，是新中国成立以来海河流域最严重的特大暴雨过程。“96·8”降水过程主要雨区也是沿太行山呈南北带状分布，石家庄、邢台等地的太行山迎风坡附近过程降水量普遍超过400 mm，邢台县野沟门水库和井陉县吴家窑水文站分别观测到616和670 mm降水。此次强降水过程从过程累积降水量和影响范围来看较“96·8”强，仅次于“63·8”。

此次降水过程主要集中在19日00时至21日08时，降雨持续时间普遍在12～36 h，其中山西中部、河北西部、北京中西部持续时间为36～48 h，河北石家庄、山西忻州和阳泉等地的部分地区持续时间超过48 h。可见此次降水过程集中降水持续时间长（图2），但较“63·8”和“96·8”过程要短（章淹，1990；胡欣和马瑞隽，1998）。

2.2 降水中尺度特征

图3a显示此次降雨过程出现了大范围的短时强降水，其中河北西部沿山和东北部、北京西部沿山和中南部、天津南部以及辽宁西南部等地短时强降水出现频次达5～10次，局地超过10次。与此同时，过程最大小时雨强普遍达到30～50 mm，其中河北西部沿山和东北部、河南北部等地1 h最大降

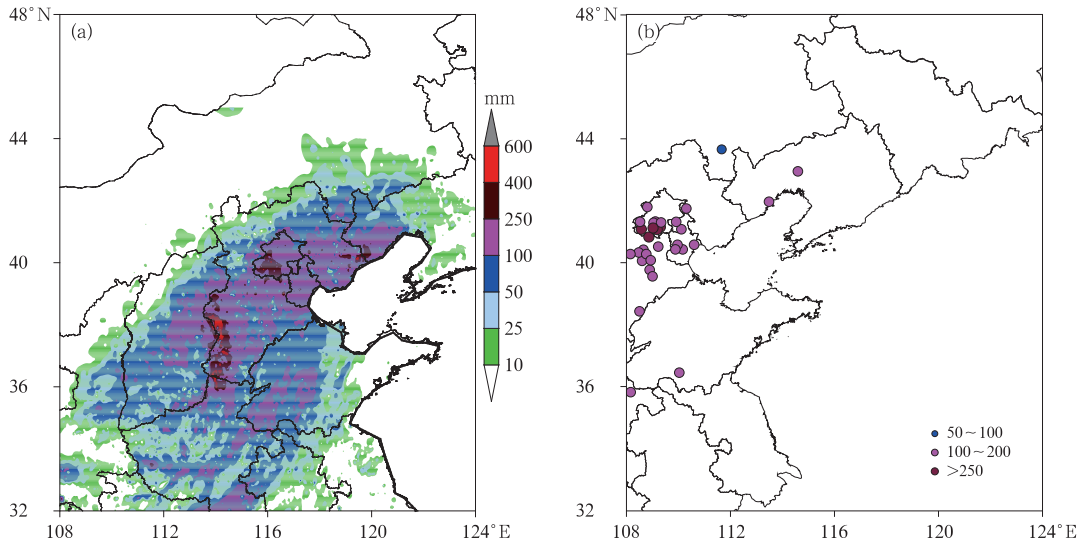


图 1　2016 年 7 月(a)19 日 00 时至 21 日 08 时过程累积降水量(单位：mm)，(b)19—20 日 24 h 累积降水量突破 7 月历史极值站点分布

Fig. 1　(a) Rainfall between 00:00 BT 19 and 08:00 BT 21 July 2016 (unit: mm), (b) the station distribution of extreme rainfall in 19－20 July 2016

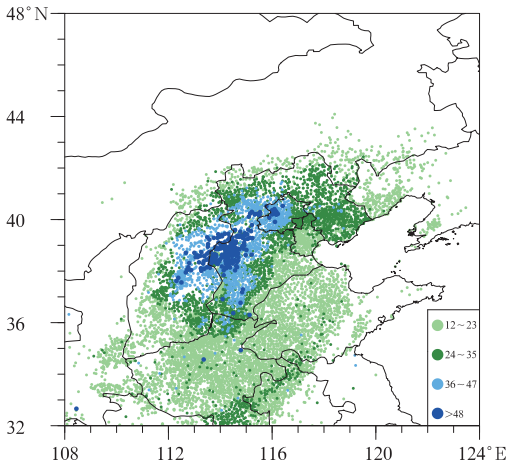


图 2　小时雨强＞0.1 mm·h^{-1}出现的频次

Fig. 2　Occurrence frequency of rain intensity larger than 0.1 mm·h^{-1}

雨 50～100 mm，局地超过 100 mm，以河北赞皇县嶂石岩 139.7 mm(19 日 16—17 时)的降水量为最大(图 3b)。

尽管此次降水局地小时雨强强，但从闪电分布来看，总体闪电密度较低，尤其是 20 日的降水，仅山区局地伴有闪电(图略)。从 19—20 日强降水云团对应的雷达剖面来看(图 4)，此次降水回波顶高较低，约 7～9 km 左右，且质心不高，以暖云降水为主。

此次强降水过程地形对降水的增幅作用明显。过程累积降水量超过 250 mm 主要沿太行山东麓、燕山南麓分布(图 5a)，其中＞500 mm 强降水中心位于河北井陉、赞皇一带以及河南林州地区，这可能与上述地区喇叭口地形有关(侯瑞钦等 2009)；此外，短时强降水频次(小时雨强＞20 mm·h^{-1})大于 5 也主要位于上述区域(图 3a)。徐国强等(1999)通过数值模拟研究指出太行山地形对“96·8”降水强度具有 60%的增幅作用。从河北强降水中心至周边区域降水变化和地形分布可以看出，太行山迎风坡处降水强度约为西部高原和平原地区的 3～4 倍(图 5b)，可见此次降水地形增幅作用远远大于“96·8”。

3　强降水的阶段特点

此次强降水过程表现出明显的阶段特征。从影响系统以及雷达回波演变特征可以看出(图 6)，强降水主要分为两个阶段：19 日凌晨至白天为高空槽前偏东风导致的地形强降水，19 日夜间至 20 日为黄淮气旋北侧螺旋雨带造成的强降水。

19 日 00 时前后，河南北部至河北南部境内的太行山东麓出现一些分散性的对流，对流系统受槽前偏南风的影响，不断向北移动并发展。04 时前后沿太行山东麓逐渐发展为准南北向的带状回波，此时与高空槽对应的回波带位于陕西与山西交界处。随着高空系统东移发展，与高空槽对应的回波逐渐

东移，于 14 时前后两个带状回波合并，并一直维持到 19 日 20 时前后。在此阶段的带状回波为层状-积云混合型降水回波，回波中不断有新的对流单体生成，并沿太行山东麓北上，从而导致河南安阳至河北石家庄一带较强的持续性降水。从河南林州和河北石家庄局地 1 h 自动站雨量序列可以看出，19 日白天上述地区出现了持续性的短时强降水，且小时雨强在 30～80 mm，部分时段可达 80 mm 以上（图 7a、7b）。

19 日 20 时前后，高空低涡及气旋在河南中北部生成，此时降水回波主要分为两部分，一部分位于低涡南侧冷式切变线附近，另一部分则位于北侧强风速切变区，北侧回波中不断有螺旋状回波带出现，并向北向西旋转，随着气旋缓慢北上，北侧螺旋状回波也向北发展，于 21 日 03 时前后移出华北境内，从而造成河北、北京、天津等地持续降水。第二阶段降水回波同样为层状-积云混合型，在螺旋状回波中不断有新的对流单体生成，19 日夜间单体主要向西北方向移动，20 日白天对流单体向东北方向移动。这种特征在北京南部、天津中部以及河北东北部表现较为明显，这些区域均在 20 日白天出现了持续性的短时强降水，小时雨强为30～50 mm，局地超过

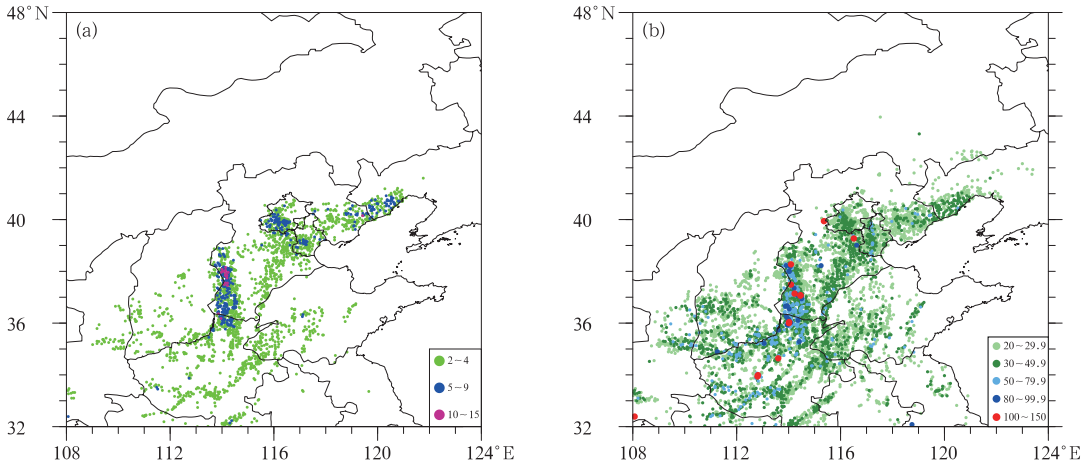


图 3 (a)小时雨强＞20 mm·h^{-1}出现的频次，
(b)过程最大小时雨强(单位：mm·h^{-1})

Fig. 3 (a) Occurrence frequency of rain intensity larger than 20 mm·h^{-1},
and (b) the largest rain intensity (unit: mm·h^{-1})

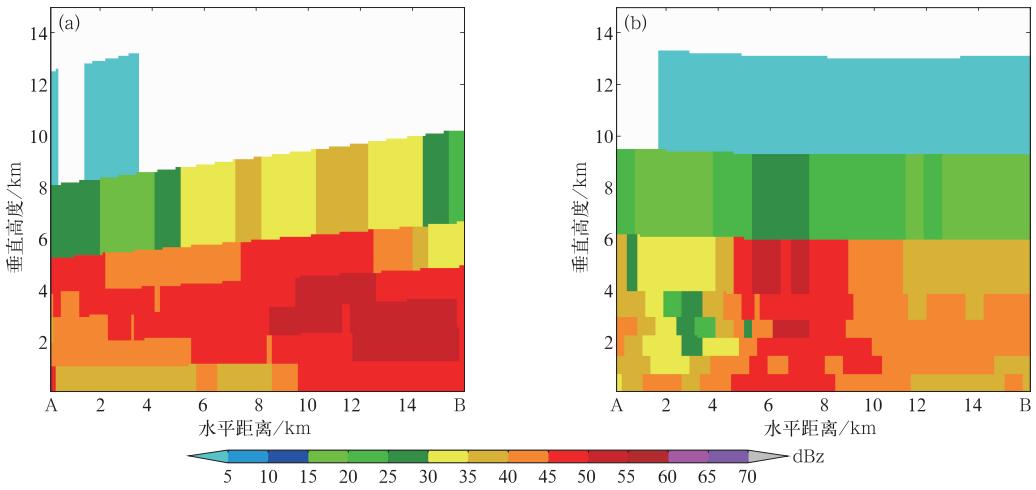


图 4 2016 年 7 月 19 日 19:28 石家庄(a)和 20 日 11:12 北京(b)SA 雷达剖面(单位：dBz)

Fig. 4 The cross-sections of Shijiazhuang radar at 19:28 BT 19 July (a),
and Beijing radar at 11:12 BT 20 July (b) 2016 (unit: dBz)

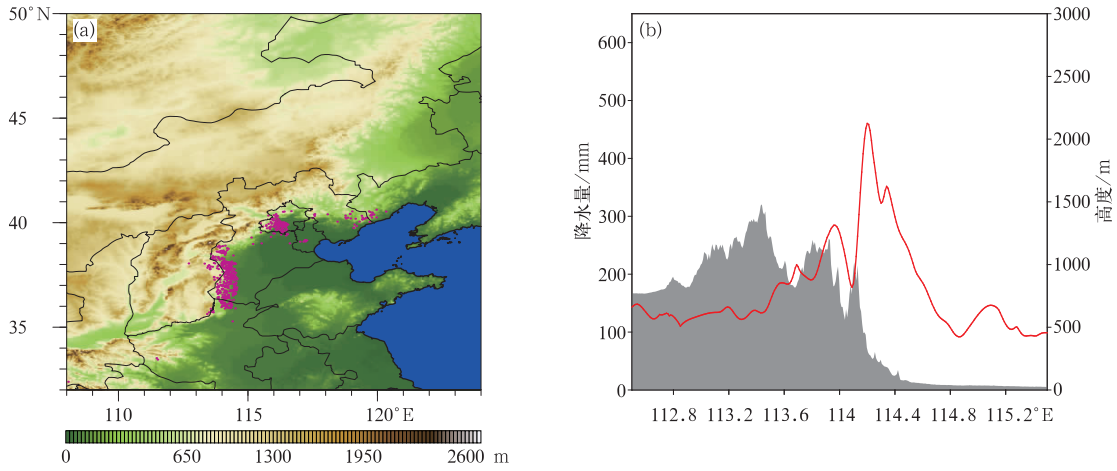


图 5　(a)过程累积雨量>250 mm 站点分布(填色区表示地形高度,单位: m),(b)经 37.7°N 过程累积降水量经向变化(黑色阴影区为地形)

(地形数据来源于 http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/relief/ETOPO1/data/bedrock/cell_registered/netcdf/)

Fig. 5　(a) Station distribution of rainfall larger than 250 mm, (b) the zonal variability of rainfall (Shaded area is topography, unit: m, the orographic data is from http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/relief/ETOPO1/data/bedrock/cell_registered/netcdf/)

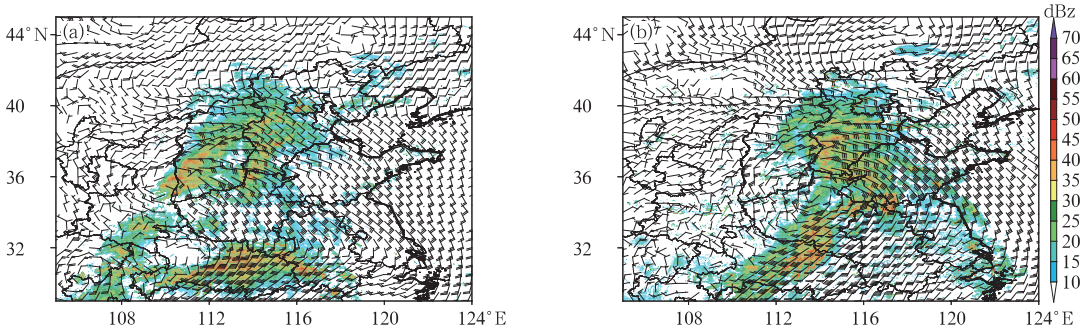


图 6　2016 年 7 月 19 日雷达组合反射率(单位: dBz)及 850 hPa 风场

(a) 07:48 雷达反射率及 08:00 风场, (b) 23:00 雷达反射率及 20:00 风场

Fig. 6　Composite radar reflectivity and wind at 850 hPa on 19 July 2016

(a) composite radar reflectivity at 07:48 BT and wind at 08:00 BT,

(b) composite radar reflectivity at 23:00 BT and wind at 20:00 BT

50 mm (图 7c~7e)。

4　强降水成因分析

4.1　大尺度环流背景和天气尺度影响系统概况

17—21 日南亚高压逐渐东伸加强,同时副高西伸北抬,21 日 08 时副高北界位于长江中下游至黄海北部一带,有利于雨带北抬至华北地区(图略)。同时,我国北方地区为一槽两脊的形势,18 日 08 时西风带高空槽位于西北地区东部,同时高原槽位于西南地区东部,之后西风带高空槽不断加深发展东移,并与高原槽同位相叠加,于 20 日 02 时在华北南部切断为低涡。受低涡切断发展以及东侧大陆高压和副高阻挡,低涡沿太行山东麓缓慢北上,于 21 日 20 时在河北境内减弱填塞(图略)。此次低涡系统发展深厚(图 8),地面有气旋发展,对流层低层至 200 hPa 均有低涡存在,低涡系统最强时段对应 500 hPa 低涡位势高度为 575 dagpm,地面气旋中心气压为 992.7 hPa(实况观测),均较气候平均场偏强 3σ(图略)。与此同时,受副高西伸加强与高空槽发展共同影响,低涡东侧西南风急流与偏东风急流建立,且边界层内存在超低空急流,925 和850 hPa 急流核最大风速分别达到24和26 m·s^{-1}(探空资

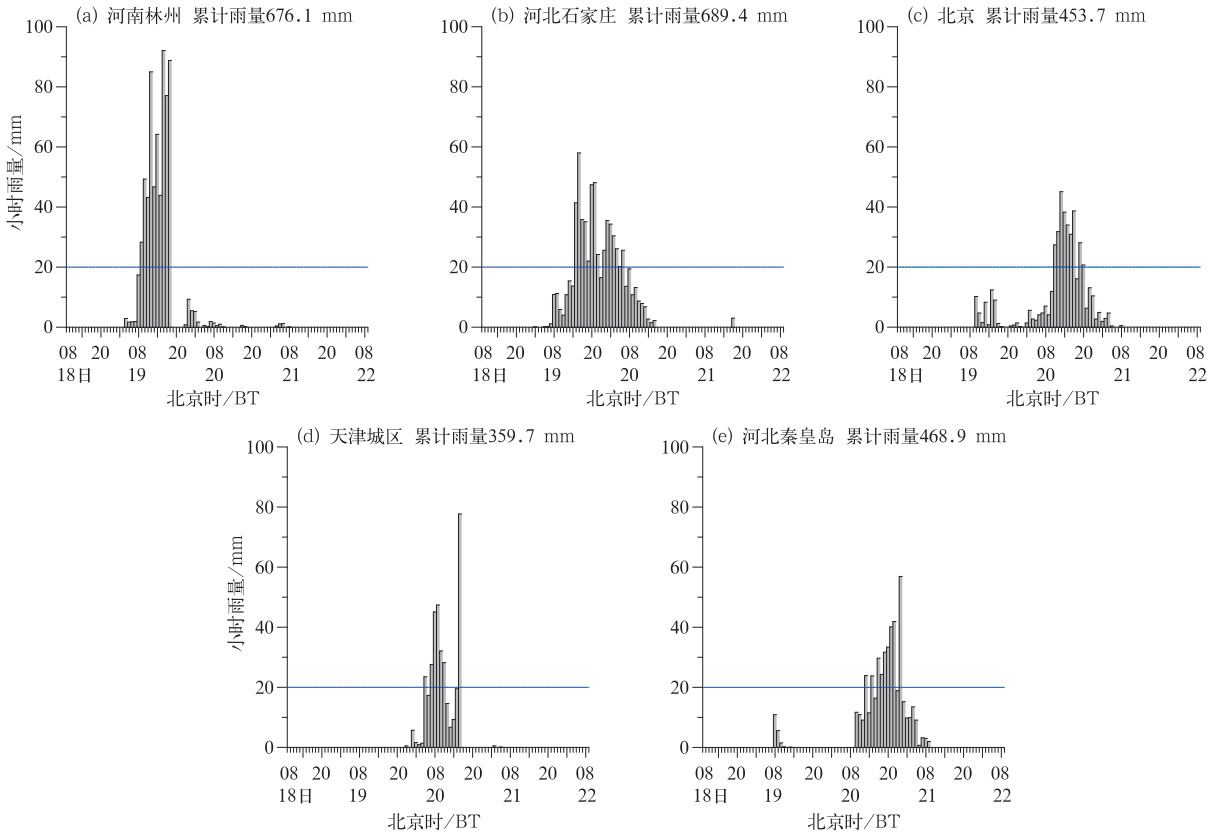


图 7 2016 年 7 月 19—22 日逐小时自动站雨量时间序列

Fig. 7 Time series of hourly rainfall (unit: mm)

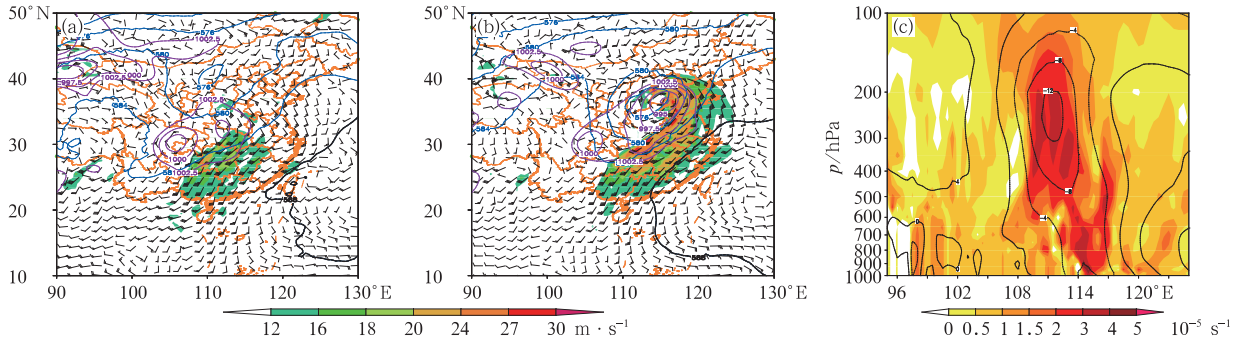


图 8 2016 年 7 月(a)19 日 08 时、(b)20 日 08 时 500 hPa 高度场(单位：dagpm)、850 hPa 风场(阴影)以及海平面气压(单位：hPa)，(c)20 日 08 时涡度(阴影，单位：10^{-5} s^{-1})和位势高度纬带(95°～125°E)距平(单位：dagpm)纬向垂直剖面

Fig. 8 Geopotential height at 500 hPa (unit: dagpm), wind (shaded) at 850 hPa and sea surface level pressure (unit: hPa) at (a) 08:00 BT 19 July, (b) 08:00 BT 20 July, the zonal cross section of vorticity (shaded, unit: 10^{-5} s^{-1}) and zonal (95°—125°E) anomaly of geopotential height (unit: dagpm) at (c) the 08:00 BT 20 July 2016

料)，为强降水提供了有利的水汽和不稳定能量的输送。可见，此次强降水过程对应的天气尺度抬升条件异常偏强。

受低空西南急流与偏东风急流的共同影响，此次降水过程建立了两条水汽通道，其中一条为副高外围西南风将水汽从南海向华北地区输送，另外一条则是由低涡东北侧东南风将水汽从黄海、渤海输向华北地区(图略)，为强降水提供了充沛的水汽来

源。此次降水过程整层可降水量达到了 60～70 mm,局地超过 70 mm(图 9a),相对气候场具有显著的正异常(＞4σ)(图略)。与此同时,低层低空急流暖湿气流输送有利于对流不稳定能量的建立,19 日 02 时显示华北中部和南部具有一定的对流不稳定能量,*CAPE* 为 100～500 J·kg^{-1}(图 9b),从而有利于太行山东麓对流性降水的产生。

4.2　高空槽前地形降水成因分析

18 日夜间,高空槽及低空切变系统位于陕西与山西交界处,地面低压控制西南地区东部至黄淮西部地区,黄淮至华北南部受槽前低压东北侧东南风影响。随着高空槽系统逐渐向东移动,其东侧为副高与大陆高压,受其影响 19 日 02 时华北至黄淮一带气压梯度增大,导致低层东南风逐渐加大,并逐渐向北扩展,期间东南风中存在多个气旋性切变,20 日 08 时前后太行山东麓才转为东北风(图 10a)。从 7 月 19 日 14 时 850 hPa 风场及散度可以看出(图 10b),太行山东麓存在东南风与偏东风辐合,同时偏东风或东南风与南北向的地形正交,加之河北井陉、赞皇一带以及河南林州地区存在多个喇叭口地形,可见风场自身的气旋式辐合以及地形的动力抬升及辐合作用为第一阶段降水提供了有利的动力条件。

19 日凌晨至夜间太行山东麓不断有对流单体发展,并沿太行山北上,从而导致部分地区出现持续对流性降水。从邢台站探空曲线可以看出(图 11),随着中低层风速和暖平流的加大,18 日 20 时对流不稳定能量明显增加,达到 1362 J·kg^{-1}(图 11a),从而有利于 19 日凌晨河南北部至河北南部对流的发展。随着对流发展,不稳定能量得到释放,19 日 08 时 *CAPE* 值仅为 6 J·kg^{-1}(图 11b)。19 日白天,高空槽及地面低压进一步发展东移,低层东南风急流被扩展至华北南部地区,19 日 14 时(图 11d)700 hPa 以下存在较强的暖湿平流,而中层(700～600 hPa)为弱的冷干平流,从而有利于对流不稳定能量的再次建立,19 日 20 时(图 11c),*CAPE* 达到 501 J·kg^{-1},为对流持续不断的发展提供了有利的能量条件。

与此同时,持续降水使得太行山东麓出现明显降温,19 日 14 时较前一天同一时刻的温度(图 12a)降低 4～6℃,降水形成的冷堆与华北平原暖湿空气形成明显的中尺度锋区(图 12b),中尺度锋生产生的次级环流为对流触发提供了有利的动力抬升条件。与此同时,太行山东麓强降水造成的强潜热释放(图 12c)会引起暴雨区较强的负变压(图略),变

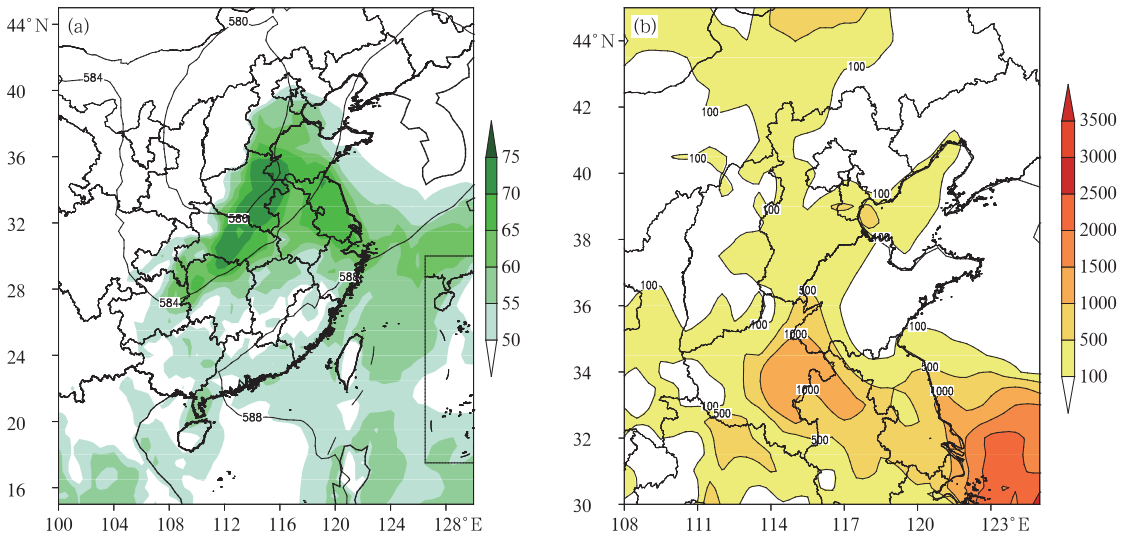


图 9　2016 年 7 月 19 日(a)20 时 500 hPa 高度场(实线,单位:dagpm)与整层可降水量(阴影,单位:mm),(b)02 时 *CAPE*(单位:J·kg^{-1})

Fig. 9　(a) Geopotential height at 500 hPa (solid line, unit: dagpm) and precipitable water (shadow, unit: mm) at 20:00 BT 19 July, (b) *CAPE* (unit: J·kg^{-1}) at 02:00 BT 19 July 2016

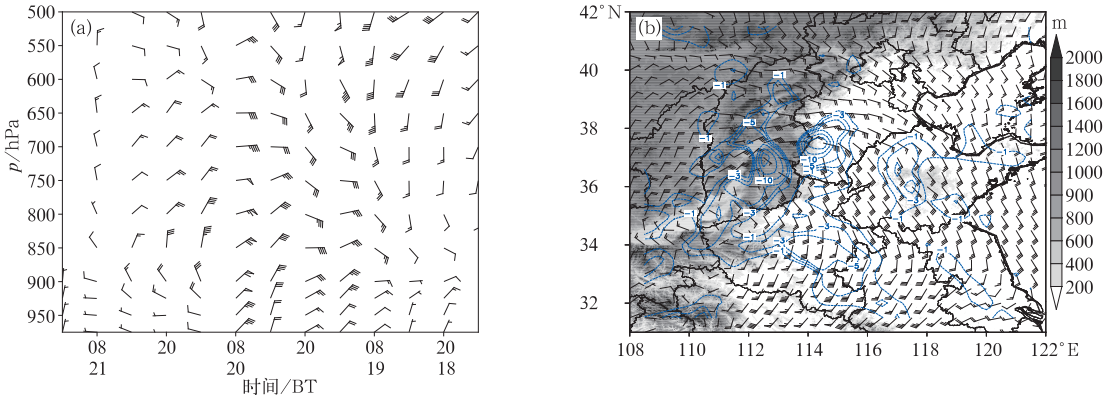


图 10 2016 年 7 月(a)18—21 日格点(38°N、114°E)上空水平风场的时间-高度剖面图，(b)19 日 14 时 850 hPa 风场及散度分布

(等值线，单位：10^{-5} s^{-1}；阴影区为海拔高度＞200 m 的地形)

Fig. 10 (a) Wind profile at the grid (38°N, 114°E) during 18 to 21 July, (b) wind and divergence (contourlines, unit: 10^{-5} s^{-1}) at 850 hPa at 14:00 BT 19 July

(Shaded area indicates the altitude of topography ＞ 200 m)

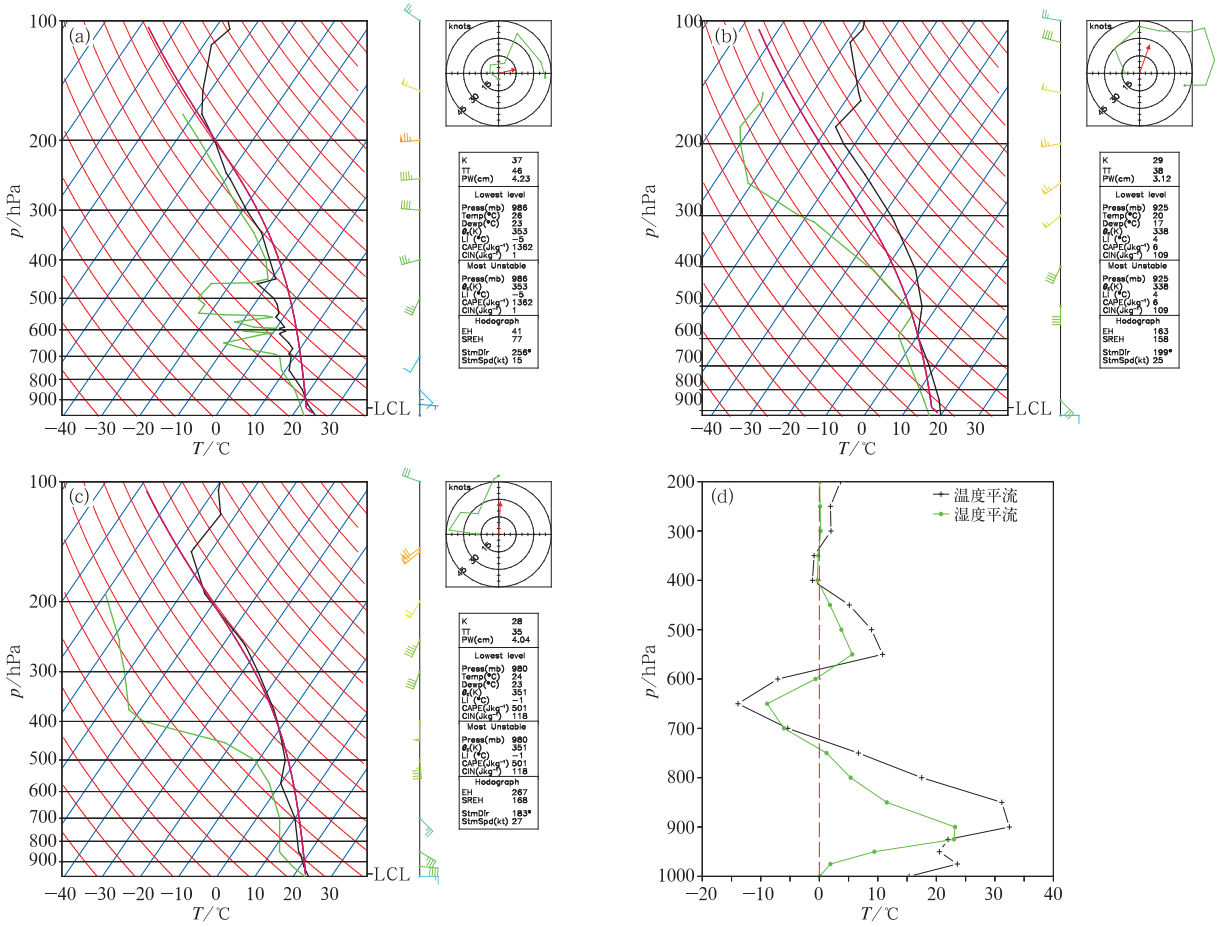


图 11 2016 年 7 月(a)18 日 20 时、(b)19 日 08 时、(c)19 日 20 时、(d)19 日 14 时经邢台附近(37°N、114.5°E)的温度平流(单位：℃ · d^{-1})及湿度平流(单位：g · kg^{-1} · d^{-1})廓线(a,b,c)邢台站探空曲线及(d)温度和湿度平流廓线

Fig. 11 T-ln$p$ at Xingtai Station at (a) 20:00 BT 18 July, (b) 08:00 BT 19 July, (c) 20:00 BT 19 July 2016, (d) profiles of the temperature advection (unit: ℃ · d^{-1}) and humidity advection (unit: g · kg^{-1} · d^{-1}) at grid (37°N, 114.5°E) at 14:00 BT 19 July 2016

压风的存在将进一步加强华北南部超低空及低空偏东风急流(高守亭和孙淑清,1984),从而为对流持续不断地发展提供较好的环境条件。

4.3　气旋北侧强切变降水成因分析

20 日 02 时,高空槽发展加强为切断低涡,同时副高西伸北抬,与日本海附近大陆高压叠加形成高压坝,导致低涡总体移动缓慢。图 13a 显示低涡 19 日 20 时进入河南北部,之后缓慢进入河北境内,并与 20 日 14 时在石家庄附近徘徊少动,于 21 日 08 时减弱填塞。与此同时,受东侧及北侧高压坝影响,低涡东侧及北侧气压梯度及风速明显较其他方位大,从而导致低涡系统存在明显的不对称结构,受其影响,20 日 02 时至 21 日 08 时,河北中东部至北京一带维持多个气旋式切变,且该气旋式切变随时间逐渐向偏西北方向旋转,这与回波主要在低涡北侧

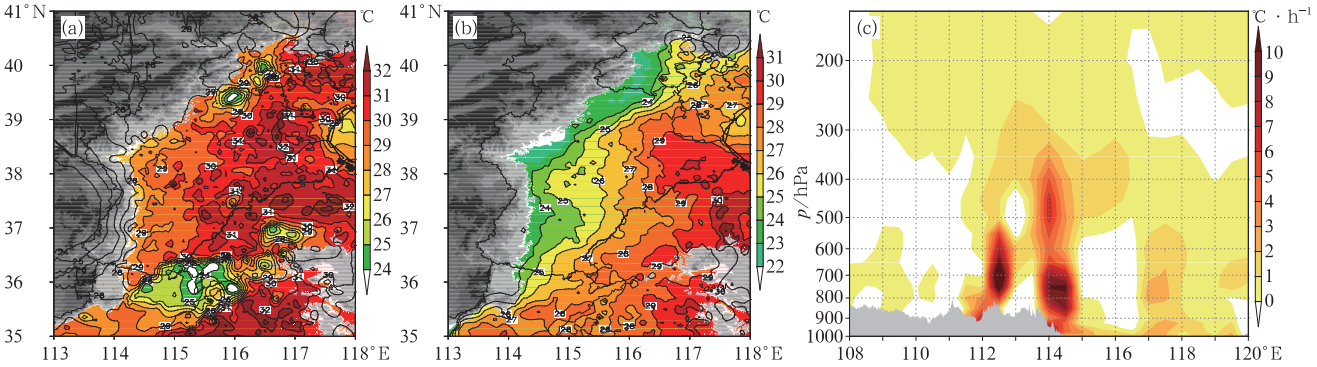


图 12　2016 年 7 月(a)18 日 14 时、(b)19 日 14 时地面自动站温度(单位:℃)分布,(c)19 日 14 时潜热加热率(℃·h^{-1})纬向-高度剖面

(图 a、b 灰色阴影区为海拔高度>200 m 的地形,图 c 灰色区域为地形)

Fig. 12　The air temperature at 2 m (unit: ℃) at (a) 14:00 BT 18 July, (b) 14:00 BT 19 July, and (c) the zonal-height cross-section of latent heating rate at 14:00 BT 19 July 2016

(Shaded area indicates the altitude of topography > 200 m in Fig. 12a and Fig. 12b, shaded grey area in Fig. 12c represents the terrain)

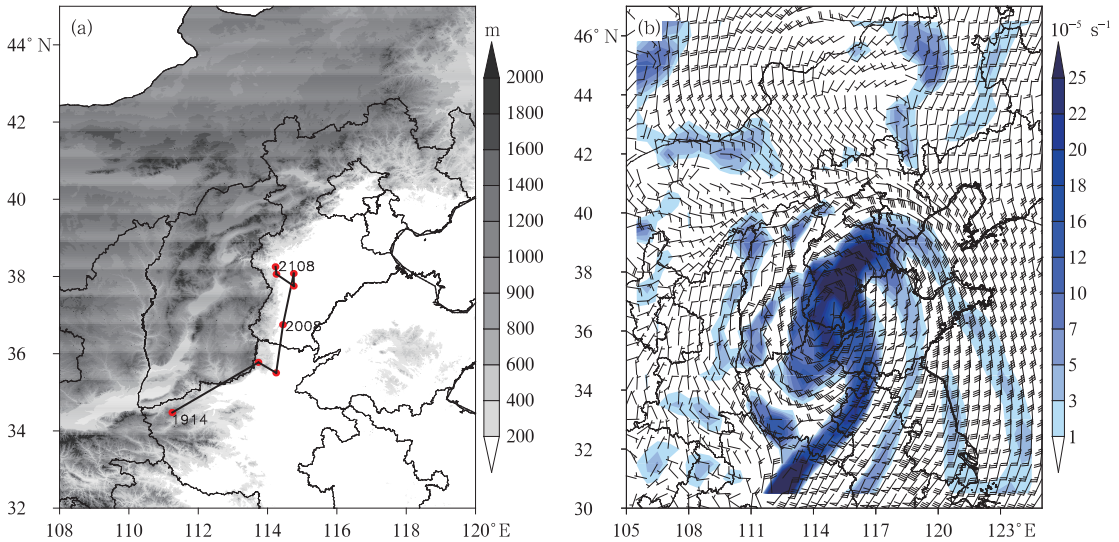


图 13　2016 年 7 月(a)19—21 日 850 hPa 低涡移动路径,(b)20 日 08 时 850 hPa 风场及涡度(蓝色阴影区,单位:10^{-5} s^{-1})

(图 a 中标注的数字为具体时间,如 1914 为 19 日 14 时;阴影区为海拔高度>200 m 的地形)

Fig. 13　(a) The path of low-vortex at 850 hPa during 19−21 July, (b) wind and vorticity (shaded area, unit: 10^{-5} s^{-1}) at 850 hPa at 08:00 BT 20 July

(The number at Fig. 13a indicates the time, for example, 1914 represents 14:00 BT 19 July; the shaded area indicates the altitude of topography > 200 m)

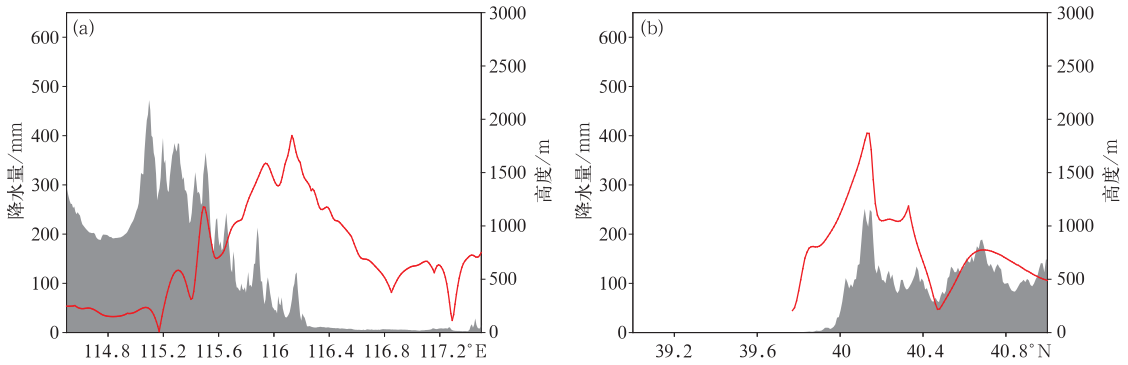


图 14 (a)经 40°N 过程累积降水量纬向变化,(b)经 119.4°E 过程累积降水量经向变化
(黑色阴影区为地形)

Fig. 14 (a) Zonal variability of rainfall along 40°N, (b) the meridional variability of rainfall along 119.4°E
(Shaded area is topography)

发展对应较好。可见,低涡系统移动缓慢以及非对称结构为上述地区提供了持续有利的动力抬升条件。

此外,低涡北侧偏东风、东南风受太行山东麓东北—西南走向的地形以及燕山东西走向的地形抬升,对 20 日北京西部沿山以及河北东北部地区降水有明显的增幅作用,图 14 显示山前迎风坡处降水量明显大于山区和平原地区。可见第二阶段降水除了低涡系统本身的动力抬升以外,地形抬升作用也发挥了重要作用。

5 结论与讨论

2016 年 7 月 19—20 日,华北出现了今年以来最强降雨过程,北京、天津、河北、河南等省(直辖市)过程降雨强度均达特强(Ⅰ级)等级。利用地面自动站、探空、雷达以及 NCEP-GFS 等资料对此次过程的降水特点及其天气学成因进行了深入分析,得到如下结论:

(1) 此次降水过程是一次影响范围广、累积降水量大、持续时间长的极端强降水过程,其强度较“96·8”强,仅次于“63·8”。以暖云降水为主,短时强降水特征明显,局地小时雨强强、且具有明显的地形降水特征。

(2) 强降水表现出明显的阶段特征,可分为两个阶段,第一阶段为 19 日凌晨至白天高空槽前偏东风导致的地形强降水;第二阶段为 19 日夜间至 20 日黄淮气旋北侧螺旋雨带造成的强降水。两个阶段降水回波均为层状-积云混合型降水回波,第一阶段对流特征及小时雨强较第二阶段强。

(3) 副高西伸北抬以及高空槽东移发展为此次降水提供了有利的环流背景。高空槽/低涡、黄淮气旋、西南风与东南风低空急流是造成此次极端强降水的天气尺度系统,上述系统均较气候平均场异常偏强,表明此次强降水对应的天气尺度抬升条件非常有利。此外,西南风与东南风低空急流为强降水提供了有利的水汽、不稳定能量的输送条件,整层大气可降水量相对气候场具有显著的正异常。

(4) 第一阶段降水与高空槽前东南风急流的发展以及太行山东麓地形抬升和辐合有关。对流层低层强暖湿平流和中层弱的冷干平流有利于对流不稳定能量的维持。降水形成的冷堆在太行山东麓造成中尺度锋生过程为对流触发与低空急流的发展提供了有利的抬升条件。

(5) 第二阶段降水与低涡切断有直接关系。受高压阻挡及低涡切断影响,低涡系统移动缓慢,且低涡系统表现出明显的不对称结构,导致华北东部持续受强风形成的气旋式切变影响,造成降水持续时间较长。此外,太行山东麓与燕山南麓地形对偏东风以及东南风辐合抬升进一步增强了降水。

此次强降水过程与高空槽发展为切断低涡有直接关系,低涡的发展与高层冷空气活动以及降水潜热释放等有关,深入分析此次低涡发展的物理机制是理解此次极端降水形成的关键。此外,地形对降水的增幅作用也至关重要,相比“96·8”过程此次地形增幅作用明显偏大,如何评估不同风场影响下地形对降水的增量也是需要进一步探讨的问题。

致谢:国家气象中心朱文剑、张小雯、方翀等同志在文

章撰写过程中提供了部分数据及图形绘制程序,谨致感谢!

参考文献

陈双,王迎春,张文龙,等,2011.复杂地形下雷暴增强过程的个例研究[J].气象,37(7):802-813.

谌芸,孙军,徐珺,等,2012.北京 721 特大暴雨极端性分析及思考(一)观测分析及思考[J].气象,38(10):1255-1266.

丁一汇,李吉顺,孙淑清,等,1980.影响华北暴雨的几类天气尺度系统分析//中国科学院大气物理研究所集刊(第 9 号).暴雨及强对流天气的研究[C].北京:科学出版社:119-134.

范广州,吕世华,1999.地形对华北地区夏季降水影响的数值模拟演究[J].高原气象,18(4):659-666.

高守亭,孙淑清,1984.次天气尺度低空急流的形成[J].大气科学,8(2):178-188.

侯瑞钦,景华,王丛梅,等,2009.太行山地形对一次河北暴雨过程影响的数值研究[J].气象科学,29(5):687-693.

胡欣,马瑞隽,1998.海河南系“96.8”特大暴雨的天气剖析[J].气象,24(5):8-14.

《华北暴雨》编写组,1992.华北暴雨[M].北京:气象出版社:182.

吕艳彬,郑永光,李亚萍,等,2002.华北平原中尺度对流复合体发生的环境和条件[J].应用气象学报,13(4):406-412.

孙继松,2005.气流的垂直分布对地形雨落区的影响[J].高原气象,24(1):62-69.

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[J].暴雨灾害,31(3):218-225.

王莉萍,王秀荣,王维国,2015.中国区域降水过程综合强度评估方法研究及应用[J].自然灾害学报,24(2):186-194.

王迎春,钱婷婷,郑永光,等,2003.对引发密云泥石流的局地暴雨的分析和诊断[J].应用气象学报,14(3):277-286.

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[J].气象,25(7):3-7.

杨帅,2007.华北暴雨形成机理研究[D].北京:中国科学院大气物理研究所:121.

章淹,1990.高压“东阻”对特大暴雨形成的作用[J].气象学报,48(4):469-479.

周鸣盛,1993.我国北方 50 次区域性特大暴雨的环流分析[J].气象,19(7):14-18.