

张文龙, 崔晓鹏, 王迎春, 等. 2013. 对流层低层偏东风对北京局地暴雨的作用 [J]. 大气科学, 37 (4): 829–840, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12058.
Zhang Wenlong, Cui Xiaopeng, Wang Yingchun, et al. 2013. Roles of low-level easterly winds in the local torrential rains of Beijing [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (4): 829–840.

对流层低层偏东风对北京局地暴雨的作用

张文龙¹ 崔晓鹏² 王迎春³ 李青春¹ 黄荣^{1,4}

¹ 中国气象局北京城市气象研究所, 北京 100089

² 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴实验室, 北京 100029

³ 北京市气象局, 北京 100089

⁴ 中国气象科学研究院, 北京 100081

摘 要 本文利用风廓线仪、地面自动站观测资料及 NCAR/NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 分析资料等, 对北京地区两次局地暴雨天气过程的对流层低层偏东风进行了对比分析研究, 重点分析了浅薄和深厚两次偏东风的形成机制、偏东风的垂直结构特征和温、湿特性, 以及偏东风在北京局地暴雨中的作用等。主要结论如下: (1) 浅薄偏东风活动在距地面高度 500 m 以下, 水平尺度约 250 km, 时间尺度约 12 h, 地面风速平均约 1 m/s; 深厚偏东风活动在距地面高度 3000 m 以下, 水平尺度大于 600 km, 持续时间大于 24 h, 地面风速平均约 4 m/s。(2) 浅薄偏东风由边界层内浅薄的次天气尺度暖性低涡引起, 深厚偏东风由天气尺度地面暖性低压倒槽的发展引起。(3) 偏东风具有高相当位温的属性, 其源地是北京东部或东南部的暖湿气团; 在暖湿偏东风上方 800~600 hPa 存在干冷空气活动, 形成了有利的对流不稳定层结; 浅薄偏东风暖湿能量的局地集中特征更为显著, 而深厚偏东风在水汽和能量的持续输送方面, 以及与 500 hPa 偏西风形成较强的、有利于强对流风暴发展的低层垂直风切变方面作用更为显著。(4) 浅薄偏东风在时间和空间上与近地面层辐合中心对应较好, 与中空空辐散有较好配合, 动力作用明显, 直接起到了对流风暴的触发机制作用; 深厚偏东风与辐合中心对应较差, 与垂直运动及上层辐散也没有很好的配合, 与对流风暴的触发没有直接的关系。但是深厚偏东风在对流层低层对应厚达 3000 m 的潮湿空气层, 削弱了雨滴下落过程中产生的蒸发降温作用, 有利于对流的发展和维持。

关键词 对流层低层偏东风 形成机制 结构特征 北京局地暴雨

文章编号 1006-9895(2013)04-0829-12

中图分类号 P458

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12058

Roles of Low-Level Easterly Winds in the Local Torrential Rains of Beijing

ZHANG Wenlong¹, CUI Xiaopeng², WANG Yingchun³, LI Qingchun¹, and HUANG Rong^{1,4}

¹ Institute of Urban Meteorology, China Meteorological Administration, Beijing 100089

² Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

³ Beijing Meteorological Bureau, Beijing 100089

⁴ Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

Abstract Using data from wind profile radar and automatic surface weather observation stations, and NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ analysis data, a comparative analysis of two cases of low-level easterly winds (LLEWs) associated with two local rainstorms in Beijing was performed. The investigation concentrated on the formation mechanism, the features of the vertical structure and thermodynamics, and the role in local rainstorms. The results showed: 1) a shallow low-level wind

收稿日期 2012-04-08, 2012-11-21 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 41075047, “十一五”国家科技支撑重点项目 2008BAC37B01, 中央级公益性科研院所专项 IUMKY201002

作者简介 张文龙, 男, 1969 年出生, 副研究员, 目前主要从事暴雨数值预报研究。E-mail: wzhang@ium.cn

(SLLEW) existed below 500 m with a ground wind speed of about 1 m/s, horizontal scale of about 250 km, and time scale of 12 h, and a deep low-level wind (DLLEW) existed below 3000 m with a ground wind speed of about 4 m/s, horizontal scale greater than 600 km, and time scale longer than 24 h. 2) The SLLEW was caused by a sub-synoptic-scale warm vortex generated in the boundary layer, whereas the DLLEW was caused by a synoptic-scale inverted surface warm trough. 3) Both the SLLEW and DLLEW were accompanied by high equivalent potential temperature, and their sources were warm moist air masses located east or southeast of Beijing. There was a cold, dry air intrusion over the LLEWs that could result in convective instability. The SLLEW supported a significant local concentration of air with high equivalent potential temperature, and the DLLEW contributed to the transportation of moisture and energy and the formation of stronger low-level wind shear, which was favorable to the development of severe convective storms. 4) The SLLEW was consistent with the low-level convergence in time and space, and interacted strongly with the upper divergence, thus acting as a triggering factor; however, the DLLEW could not act as a triggering factor owing to its inconsistency.

Keywords Easterly wind, Formation mechanism, Structural features, Local rainstorm in Beijing

1 引言

对流层低层的偏东风与我国一些地方的降水有着密切关系。刘焱然等(1979)通过对“75·7”华北特大暴雨的水汽输送分析发现,降水前期水汽输送主要靠对流层中层西南气流,后期偏东气流的水汽输送作用很重要,偏东气流主要出现在对流层低层。章淹(1983)总结了地形对降水的13种影响作用,并指出地形对降水的作用是与大气条件的变化相结合的,并非固定不变;偏东风与太行山共同作用是著名的“63·8”华北特大暴雨出现在太行山东麓迎风山地的重要原因。滕卫平和杜惠良(1995a)通过合成分析指出,浙江省东风暴雨是指7~9月份发生在对流层低层副热带高压南侧的东风带中,由东风扰动造成的突发性暴雨天气,其中大暴雨过程带来的影响不亚于正面袭击的台风的影响;偏东风的强度主要是指850 hPa偏东风风速大于5 m/s(滕卫平和杜惠良,1995b)。王邦立(1997)通过统计分析指出,河南省东风与大雨到暴雨有一定的相关性,偏东风的形成机制包括副热带高压、台风倒槽、东风波、西南倒槽发展、入海高压增强等。李廷福等(1999)分析了1998年7月5日北京暴雨过程的中尺度特征,认为偏东风形成的地面中尺度切变线和中尺度低压在这次暴雨过程中发挥了重要作用。徐双柱等(2006)分析了热带气旋北部的东风低空急流(≥ 12 m/s)在湖北省暴雨形成和发展中起到的重要作用,指出在暖气团中东风低空急流主要起输送水汽和能量的作用;而在冷暖空气交汇过程中,东风低空急流还起到抬升作用。宁志谦和梁生俊(2006)分析了陕西省回流形势下和台风倒槽形势下偏东风暴雨的特点,指出偏东风有水汽输送和辐合作用。刘丽君等(2010)

研究了海南省非热带气旋暴雨中低空东风急流的形成和作用,偏东风急流主要是由大陆冷高压南下加强引起,东风急流为暴雨提供了充足的水汽。张迎新和张守保(2006)、张迎新等(2007)在研究华北回流降雪个例中注意到,低层偏东风是在850 hPa或地面冷高压底部影响下形成的,具有干冷特性,在降雪形成过程中起到“冷垫”作用。由于低层偏东风的活动有较强的地域性,因此国外相关低层偏东风的研究很少见到。Shimada et al.(2010)基于卫星观测反演风场资料和再分析资料研究了日本北部低层偏东风的结构、形成机制和日变化特征等,指出强东风的形成与地形、天气尺度系统有紧密关系。Stuart and Grumm(2006)利用NCEP $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 再分析资料研究了对流层低层和高层的东风异常在美国东海岸的持续性降雪风暴中的作用,指出低层(850 hPa)东风可以增强低层的强迫和锋生,同时有助于增强降水率。

综上所述,近年来科研人员逐步注意到了偏东风的重要作用,并从其形成机制或天气背景,及其对降水天气的作用机制等方面对偏东风开展了分析和研究,但是相关工作仍然需要进一步细致和深化。国内以往研究主要采用NCEP资料、常规站点观测或单站观测等对偏东风进行研究,一般仅通过某个时次的850 hPa层来观察偏东风的特征,没有对从850 hPa到地面的偏东风特征及天气系统的活动进行细致分析,对偏东风的观察和理解尚待深入。同时由于条件所限,以往工作中一些新型观测手段,如风廓线仪、地面自动站等,还没有被很好地应用到偏东风研究中,而这些观测是考察偏东风结构和发展演变过程十分有效的手段。北京地区西靠太行山复杂地形,又存在城市化发展的巨大影响,低层偏东风的重要性不言而喻,但是目前针对

华北地区, 尤其是北京地区的偏东风研究却很少; 近年来, 一线预报和科研人员不断观察到北京局地暴雨发生前期低层偏东风的活动。这种低层偏东风是怎样形成的? 偏东风的结构和温湿特性是怎样的? 偏东风在北京局地暴雨中主要作用是什么? 这些均是目前北京地区暴雨预报中亟待解决的难题。

本文将选取北京地区浅薄(活动于 850 hPa 以下)与深厚两次偏东风来进行研究, 通过对两次偏东风细致的对比分析来进一步深化对偏东风的理解和科学认识, 特别是对浅薄偏东风的认识, 从而为北京地区此类暴雨天气的预报提供有价值的科学参考。本文主要采用风廓线仪观测资料、地面自动站观测资料、NCAR/NCEP $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 分析资料及其他多种资料, 来深入分析和考察与北京地区局地暴雨天气过程紧密联系的偏东风垂直结构和演变, 热、动力特征及其在北京暴雨过程中的作用。

2 两次局地暴雨过程中的低层偏东风特征

随着我国社会经济迅速发展及国际化大都市进程的不断加快, 北京局地暴雨造成的社会、经济等各方面影响日益显著。2009 年 7 月 13 日(简称“713”)15:30(北京时, 下同)开始, 北京出现了一次强雷阵雨天气过程, 这次降水雨量分布不均, 局地短时雨强较大, 城区及南部个别地区出现短时暴雨, 北部地区雨量相对较小, 降水主要发生在 15~18 时。最大降雨中心出现在丰台新发地, 雨量为 75.3 mm(图 1a)。2010 年 7 月 9 日(简称“709”)傍晚到夜间(17~24 时)北京城区北部出现局地暴雨, 最大降水量达到 111.8 mm, 20~21

时前后雨强最大, 和平西桥、箭亭桥地面自动站观测到的雨强分别达 47 mm/h 和 38 mm/h(图 1b)。由于这两次暴雨过程降雨强度大且降雨时间集中在傍晚下班和学生放学的晚高峰时段, 一些主要交通干道上的立交桥和部分路段的排水设施满足不了需求, 形成严重的城市积涝, 造成北京部分城区道路交通严重拥堵, 首都机场大量航班延误。这两次突发性局地暴雨过程均给预报带来极大挑战。

值得注意的是, 这两次局地暴雨天气过程发生之前均有对流层低层的偏东风出现。由 2009 年 7 月 13 日 08 时地面观测看到(图 2a), 在北京地区东南部(40°N 附近, $116^{\circ}\text{E} \sim 118^{\circ}\text{E}$)存在显著的 $1 \sim 2 \text{ m/s}$ 的偏东风, 风场在 40°N 附近突然从偏南风转为偏东风。从海淀站风廓线时间演变图看到(图 2b), 2009 年 7 月 13 日 14~17 时, 对流层低层 500 m 以下有 $1 \sim 2 \text{ m/s}$ 的弱偏东风出现, 偏东风之上 500~2000 m 主要为 4 m/s 以上的偏西风, 2000~3500 m 为大于 8 m/s 的偏北风, 偏东风消失后, 降水过程也在 $1 \sim 2 \text{ h}$ 后结束。可见这是一次比较典型的浅薄偏东风过程。

通过 2010 年 7 月 9 日 08 时地面观测看到(图 2c), 北京地区东南部, 即 40°N 以南、 $115^{\circ} \sim 120^{\circ}\text{E}$ 为大面积约 4 m/s 的偏东风控制。从海淀站风廓线时间演变图看到(图 2d), 2010 年 7 月 9 日 10~16 时, 对流层低层 2500 m 以下有 $4 \sim 12 \text{ m/s}$ 的东南风出现, 东南风随高度增大, 东南风之上主要为 $8 \sim 12 \text{ m/s}$ 的西南风或偏西风, 东南风的厚度和风向随时间有所变化, 反映出 2000 m 高度附近有浅槽或切变线活动, 当 18 时前后偏东风转为西南或偏西风后, 对流性暴雨过程开始出现并持续近 8 h。这

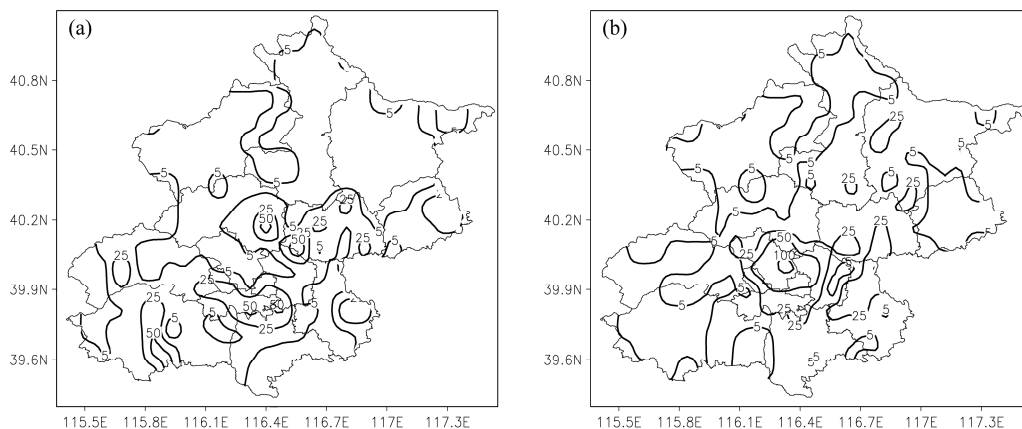


图1 自动站降水量(单位: mm): (a) 2009 年 7 月 13 日 15~19 时; (b) 2010 年 7 月 9 日 17~24 时

Fig. 1 Precipitation (unit: mm) at automatic weather stations: (a) Accumulated during 1500–1900 LST 13 Jul 2009; (b) accumulated during 1700–2400 LST 9 Jul 2010

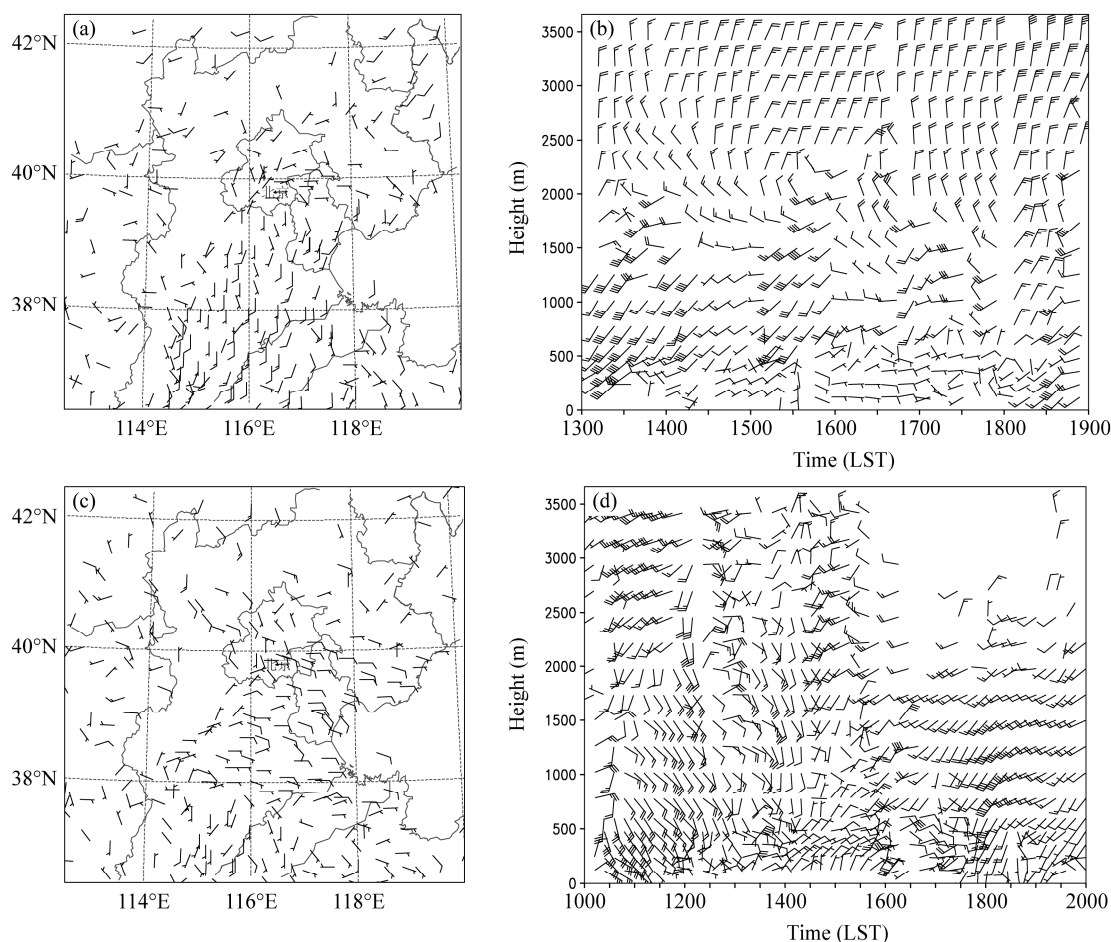


图2 (a、c) 08 时地面风 (单位: m/s) 观测: (a) 2009 年 7 月 13 日; (c) 2010 年 7 月 9 日。(b、d) 海淀站风廓线 (单位: m/s) 时间演变: (b) 2009 年 7 月 13 日 13~19 时; (d) 2010 年 7 月 9 日 10~20 时

Fig. 2 (a, c) Surface wind (unit: m/s) at 0800 LST: (a) 13 Jul 2009; (c) 9 Jul 2010. (b, d) Time series of wind profile (unit: m/s) at Haidian station: (b) 1300–1900 LST 13 Jul 2009; (d) 1000–2000 LST 9 Jul 2010

是一个比较典型的深厚偏东风个例, 与已有研究指出的偏东风达到的高度相当 (滕卫平和杜惠良, 1995b)。

3 偏东风的形成机制

在观察到两次偏东风后, 接下来需要探讨的问题首先是它们的形成机制是什么? 下面利用具有一定时间和空间分辨率的 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 分析资料, 并以地面风场观测为线索, 选择 2009 年 7 月 13 日 08 时和 2010 年 7 月 9 日 08 时作为浅薄和深厚偏东风的特征时刻进行分析。从高低空环流形势看到 (图 3a、c、e、g), 2009 年 7 月 13 日 08 时, 北京北部在 500 hPa 上为东北低涡底部的偏西气流控制, 风速约为 12 m/s 左右, 北京南部受副高西北侧的弱西南气流影响, 风速约为 4~8 m/s, 北京地区无明显冷暖平流; 850 hPa 上, 北京地区处于东

北低涡西南侧与副高西北侧交界地区, 主要受西南气流影响, 并伴有弱的暖平流, 除河北南部外, 在京津冀地区没有偏东风活动; 950 hPa 上, 北京地区出现偏东风活动, 其水平尺度约 $150 \text{ km} \times 250 \text{ km}$, 与此偏东风联系最紧密的天气系统是位于河北省境内、北京西南侧的次天气尺度低涡, 偏东风出现在该低涡的北侧边缘; 进一步通过地面气压图看到, 北京地区被偏东风活动区占据, 北京南侧为显著的次天气尺度低压系统。进一步追踪发现, 该次天气尺度低压从 2009 年 7 月 13 日 02 时开始出现, 14 时减弱 (图略), 在时间尺度方面满足次天气尺度特征。由以上分析可见, 形成北京 “713” 浅薄偏东风的直接天气系统是一个次天气尺度的浅薄低涡, 该低涡自地面到 500 hPa 随高度向西倾斜, 并逐渐减弱为浅槽。

从深厚偏东风高低空环流形势图看到 (图 3b、

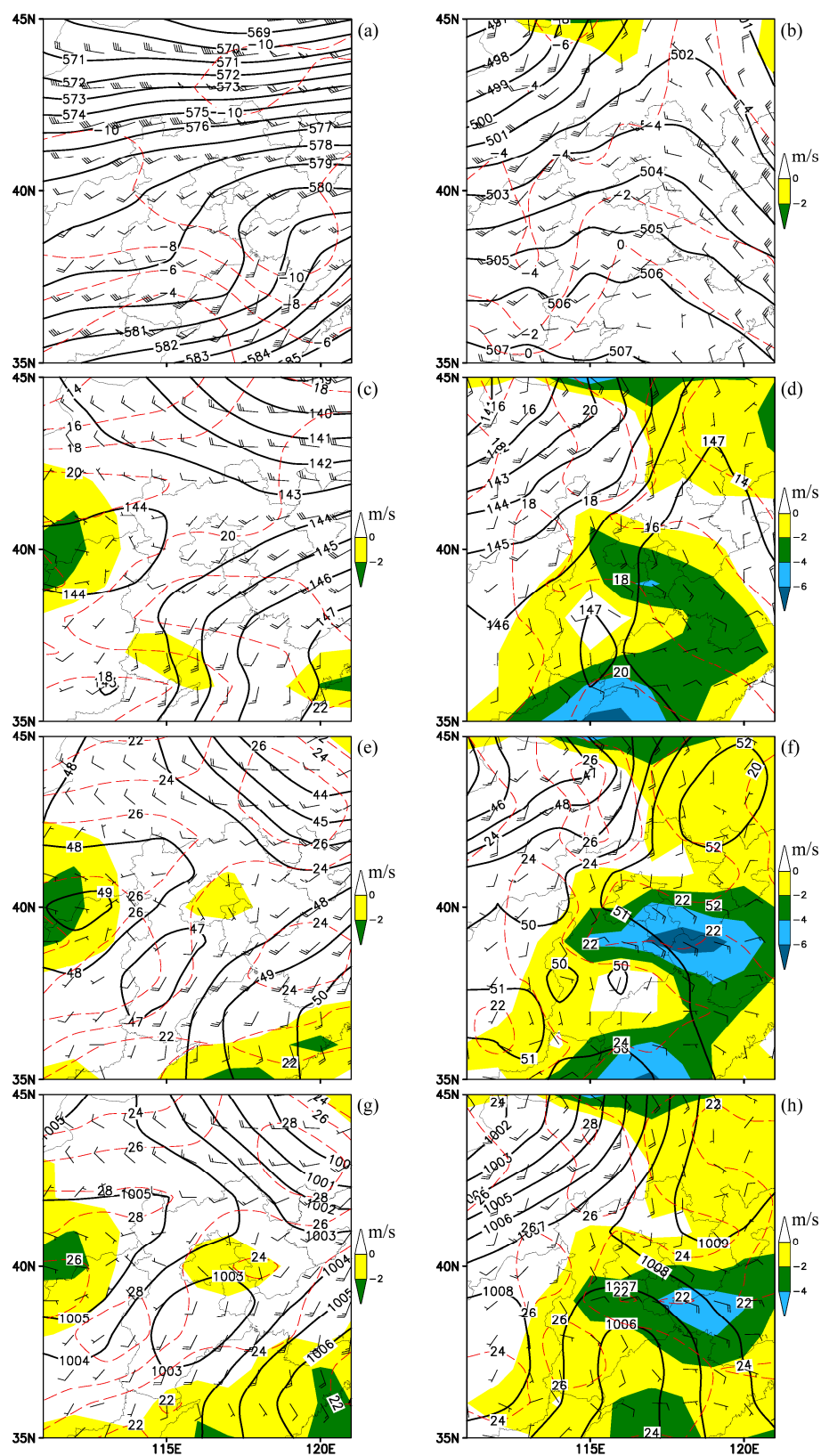


图3 2009年7月13日08时(左列)与2010年7月9日08时(右列)的(a、b)500 hPa、(c、d)850 hPa、(e、f)950 hPa位势高度场(实线,单位: dagpm),与(g、h)地面气压场(实线,单位: hPa)。风向杆: 一个风向杆为4 m/s; 虚线: 温度(单位: °C); 阴影: 东风分量(单位: m/s)

Fig. 3 Geopotential height (solid line, unit: dagpm) at (a, b) 500 hPa, (c, d) 850 hPa, (e, f) 950 hPa, and (g, h) surface pressure (solid line, unit: hPa) at 0800 LST 13 Jul 2009 (left) and 0800 LST 9 Jul 2010 (right). Wind bar: a full bar is 4 m/s; dashed line: temperature (unit: °C); shaded: easterly wind component (unit: m/s)

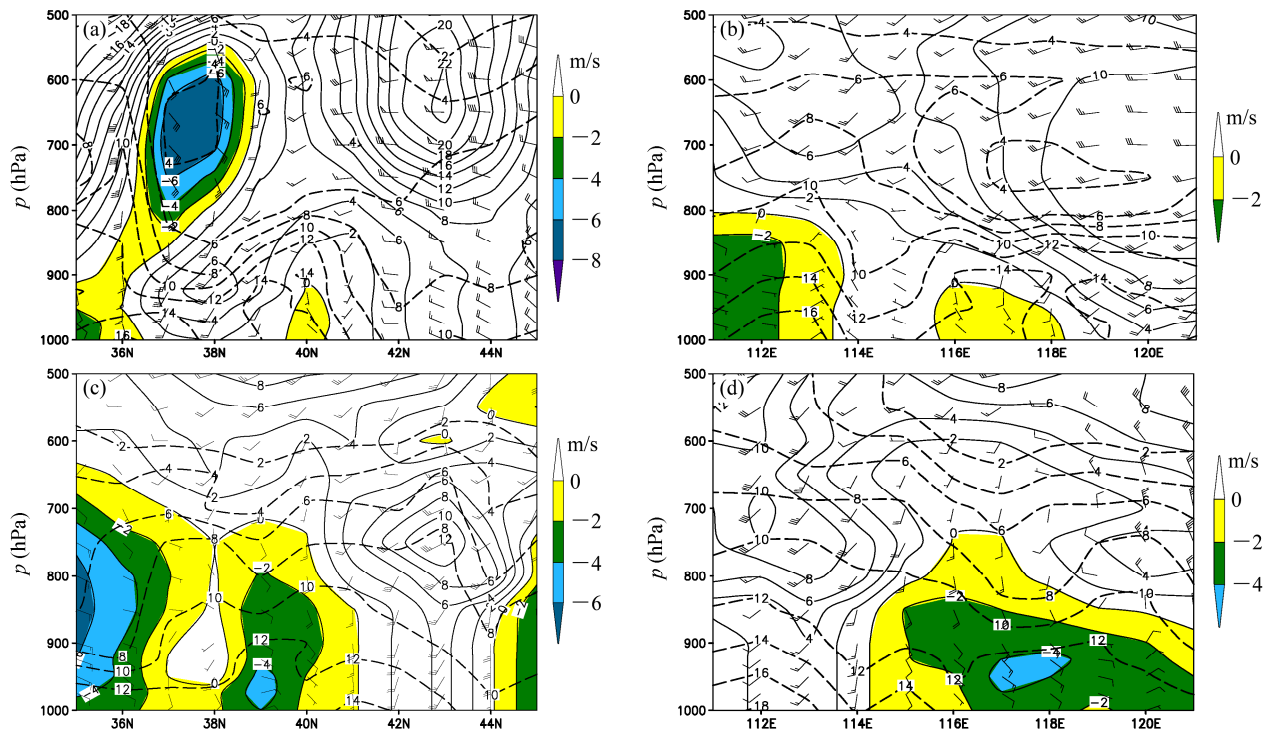


图4 (a、b) 2009年7月13日08时与(c、d) 2010年7月9日08时沿(a、c) 116°E和(b、d) 40°N纬向风(实线, 单位: m/s)和比湿(长虚线, 单位: g/kg)垂直剖面图。水平风向杆: 每个风向杆代表4 m/s; 阴影: 东风分量(单位: m/s)

Fig. 4 Cross sections of zonal wind (solid line, unit: m/s) and specific humidity (dashed line, unit: g/kg) along (a, c) 116°E and (b, d) 40°N at (a, b) 0800 LST 13 Jul 2009 and (c, d) 0800 LST 9 Jul 2010. Horizontal wind bar: a full bar is 4 m/s; shaded: easterly wind component (unit: m/s)

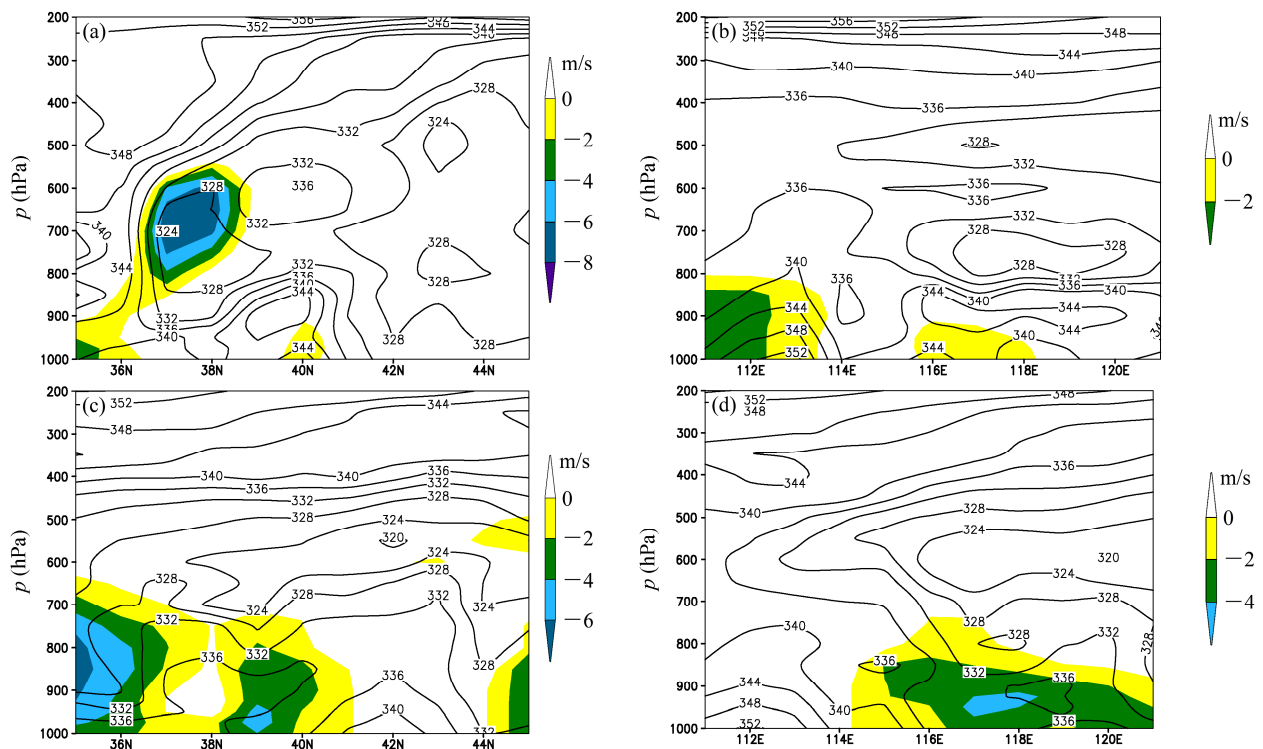


图5 同图4, 但为相当位温垂直剖面(实线, 单位: K)

Fig. 5 Same as Fig. 4, but for cross sections of equivalent potential temperature (solid line, unit: K)

团,不过偏东风对应的暖湿空气与周围空气的界限不如浅薄偏东风明显。同时注意到,浅薄偏东风引起的最不稳定层结出现在 850 hPa 附近,而深厚出现在 700 hPa 附近,二者在垂直高度上相差约 1500 m。深厚偏东风干侵入位于 600~400 hPa,相对更有利于深对流发展。

由以上分析可见,北京地区浅薄偏东风在水平尺度和垂直伸展高度方面,均比深厚偏东风要小许多,但是二者都具有暖湿空气的属性,它们是北京东部或东南部的暖湿空气在一定的天气系统作用下,以偏东风形式向北京地区运动形成的。在暖湿的偏东风上方 800~600 hPa 存在干冷空气活动,形成有利的对流不稳定层结。相比较而言,浅薄偏东风的局地暖湿能量集中更为显著,而深厚偏东风在水汽和能量的持续输送方面,以及与 500 hPa 偏西风之间形成较强的、有利于强对流风暴发展的对流层低层垂直风切变方面作用更为显著。

5 偏东风对局地暴雨影响的诊断分析

对于对流性局地暴雨而言,其发生的关键条件之一就是触发机制(寿绍文等,2003)。一般经验认为偏东风具有低层辐合作用,因此两次偏东风的低层辐合特征及其演变是怎样的,两次偏东风在北京局地暴雨发生中是否能够起到触发作用,是下面诊断分析的重点。

由空间剖面图 6a、b 看到,浅薄偏东风与近地面层(950 hPa 及以下)的辐合中心($-2\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$)位置基本对应,尺度基本相当,在(40°N, 116°E)附近,存在从地面直至 500 hPa 的垂直上升运动,与 500 hPa 辐散中心($2\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$)配合较好,形成了边界层局地强烈辐合、中上层辐散的有利配置,由此可见浅薄偏东风的辐合抬升作用明显。由图 6c、d 看到,深厚偏东风与辐合中心对应的一致性较差,在宽广深厚的偏东风范围内,既有辐合又有辐散,在未来 10~12 h 局地暴雨发生地(40°N, 116°E),也即偏东风的北部(经向剖面)和西部(纬向剖面),存在由地面直至 500 hPa 的垂直上升运动,该上升运动可到达 200 hPa(图略),但垂直运动与偏东风的配置不一致,由此可见深厚偏东风的边界层辐合抬升作用不明显。

散度场与涡度场的配置不同,也会使得偏东风对暴雨的作用有所不同。由图 7a 看到,浅薄偏东风附近由于偏西风水平切变(850 hPa 附近)而出

现了较强的气旋性涡度,该涡度中心下方恰为与偏东风对应的强辐合中心,这进一步说明偏东风主要起到了辐合抬升作用,而且与其上方气旋性涡度的配置有利于降水发生。深厚偏东风在其范围内(图 7b),也与一定的气旋性涡度对应,涡度中心位于偏东风的西端,即 900 hPa、116°E 附近,但涡度中心的涡度值较小,而在其上方 600 hPa 存在另一个涡度中心。由此可见,深厚偏东风与涡度中心的对应关系不及浅薄偏东风,但其与上方对流层中层涡度中心的配置,加之低层垂直风切变较强及中层干冷空气活动,比较有利于深对流的发展。

进一步观察近地面层 950 hPa 上散度的时间演变。由图 8a 看到,2009 年 7 月 13 日 02~14 时,在 40°N 附近有偏东风出现,13 日 08 时偏东风与较强($2\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$)的辐合区对应,偏东风的时间和空间尺度都属于 β 中尺度;由图 8b 看到,在 116°E 附近,偏东风与散度中心($-2\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$)对应一致,活动时间持续约 12 h;同时在 13 日 02~08 时,有利的近地面层辐合、热力不稳定提供了对流性暴雨发生所需的必要条件,实况暴雨在随后的 3~6 h 内出现。由图 8c 看到,在近地面层 950 hPa 上,从 2010 年 7 月 8 日 20 时至 10 日 08 时,有大范围偏东风出现,偏东风的时间和空间尺度明显大于浅薄偏东风,与天气尺度系统相一致,其中 9 日 02~08 时、39~40°N 与较强辐合区对应;图 8d 上,在 115~118°E 附近,偏东风大于 4 m/s,明显强于浅薄偏东风,在 9 日 02~08 时、116°E 附近有较强辐合($-2\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$),但辐合与降水发生时间约差 10~16 h,同样表明深厚偏东风没有起到直接的对流触发作用。

对流性局地暴雨的产生与对流的发生、发展是密切联系的,边界层高 θ_e 的维持是对流发生、发展的必要条件。在对流性降水发生以后,主要由于两方面的原因,边界层 θ_e 会随之降低,一是中低层的低相当位温空气随下沉运动贯穿到边界层(张文龙等,2009),二是降水的水滴在下落过程中遇到环境未饱和空气产生强烈的蒸发降温(丁一汇,2005),最显著的表现是在地面产生冷池。由于浅薄偏东风在北京上空对流层 600 hPa 附近 θ_e 约为 332 K(图 5a),而深厚约为 324 K(图 5c),二者相差约 8 K,因此后者中低层的干冷空气可以导致地面冷池更强。但是由图 9a、b 看到,浅薄偏东风对应的高湿区厚度在 1500 m 以下,而深厚偏东风

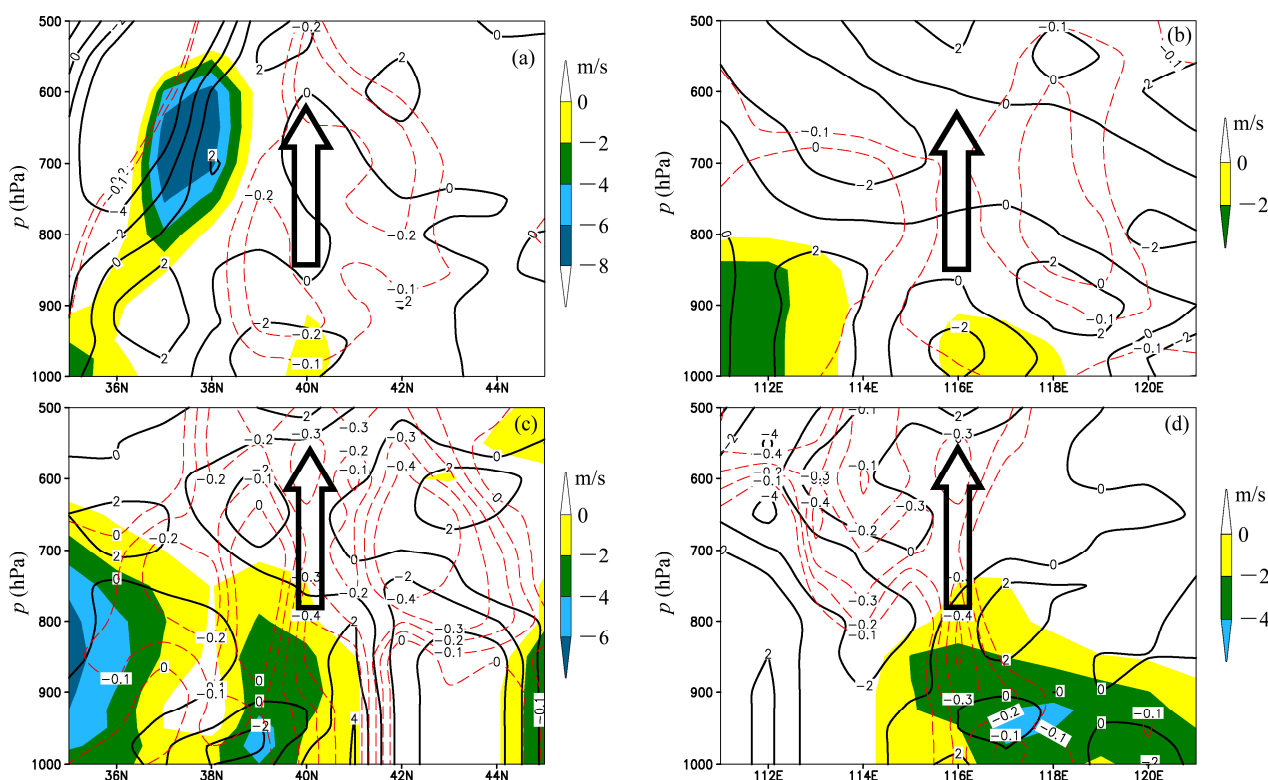


图6 同图4, 但为散度(黑色实线, 单位: 10^{-5} s^{-1})和垂直速度(红色长虚线, 单位: Pa/s)垂直剖面。箭头表示垂直运动

Fig. 6 Same as Fig. 4, but for cross sections of divergence (solid black line, unit: 10^{-5} s^{-1}) and vertical velocity (red dashed line, unit: Pa/s). The arrow denotes vertical motion

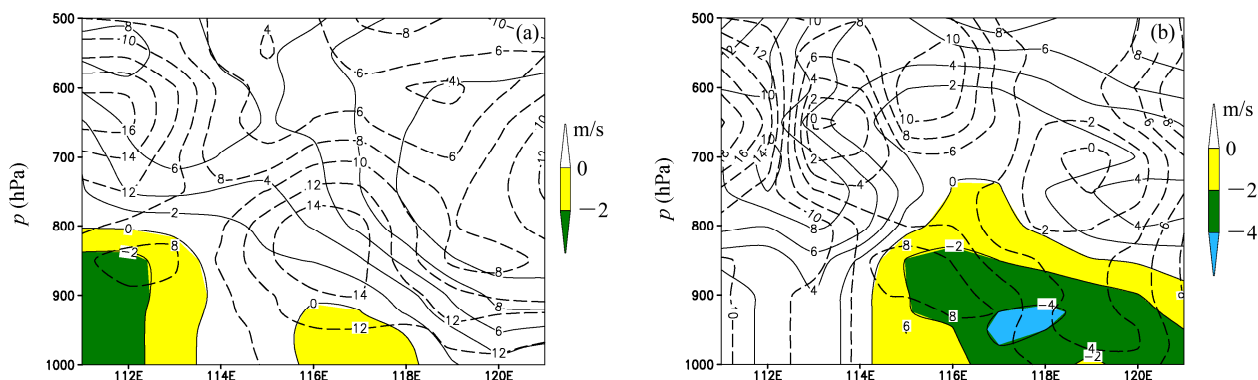


图7 (a) 2009年7月13日08时与(b) 2010年7月9日08时沿40°N纬向风速(实线, 单位: m/s)和绝对涡度(长虚线, 单位: 10^{-5} s^{-1})垂直剖面。阴影: 东风分量(单位: m/s)

Fig. 7 Cross sections of zonal wind (solid line, unit: m/s) and absolute vorticity (long dashed line, unit: 10^{-5} s^{-1}) along 40°N at (a) 0800 LST 13 Jul 2009 and (b) 0800 LST 9 Jul 2010. Shaded: easterly wind component (unit: m/s)

对应的高湿区达到 3000 m 厚度, 这样前者雨滴经历更长路径的环境干燥空气, 因此浅薄偏东风由于蒸发降温导致的冷池更强。由地面自动站观测(图 9c、d)看到, 在与浅薄及深厚偏东风相联系的局地暴雨过程中, 暴雨中心对应的地面降温强度分别约为 8°C 和 7°C , 可见由于中低层干冷空气下沉和雨滴蒸发产生的地面降温作用相互补偿、共同作用的结果, 浅薄和深厚偏东风对应的冷池强度没有形

成明显差异。深厚偏东风由于其对应的相对湿度较大, 削弱了雨滴下落过程中产生的蒸发降温作用, 从而有利于对流活动的发展和维持。

总之, 浅薄偏东风虽然尺度小, 但在局地暴雨发生前 6 h, 偏东风对应的边界层辐合强, 自身担当了强降水的触发机制。而深厚偏东风在暴雨发生前 6 h, 并不与强的低层辐合对应, 与对流风暴的触发没有直接的关系; 但是由于偏东风深厚而又潮

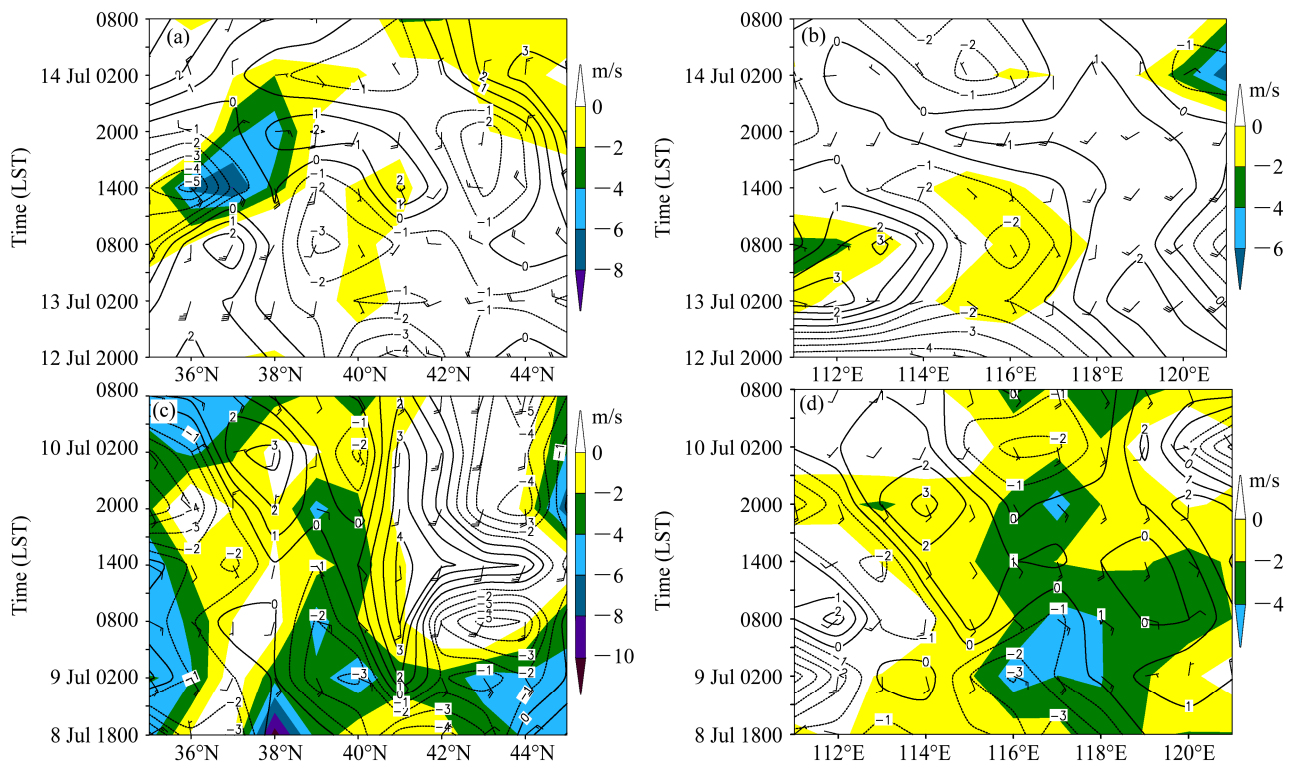


图8 同图4, 但为950 hPa水平散度(等值线, 单位: 10^{-5} s^{-1})和风向杆(每个风向杆代表4 m/s)的时间演变

Fig. 8 Same as Fig. 4, but for time evolution of horizontal divergence (contour, unit: 10^{-5} s^{-1}) and horizontal wind bar at 950 hPa (a full bar is 4 m/s)

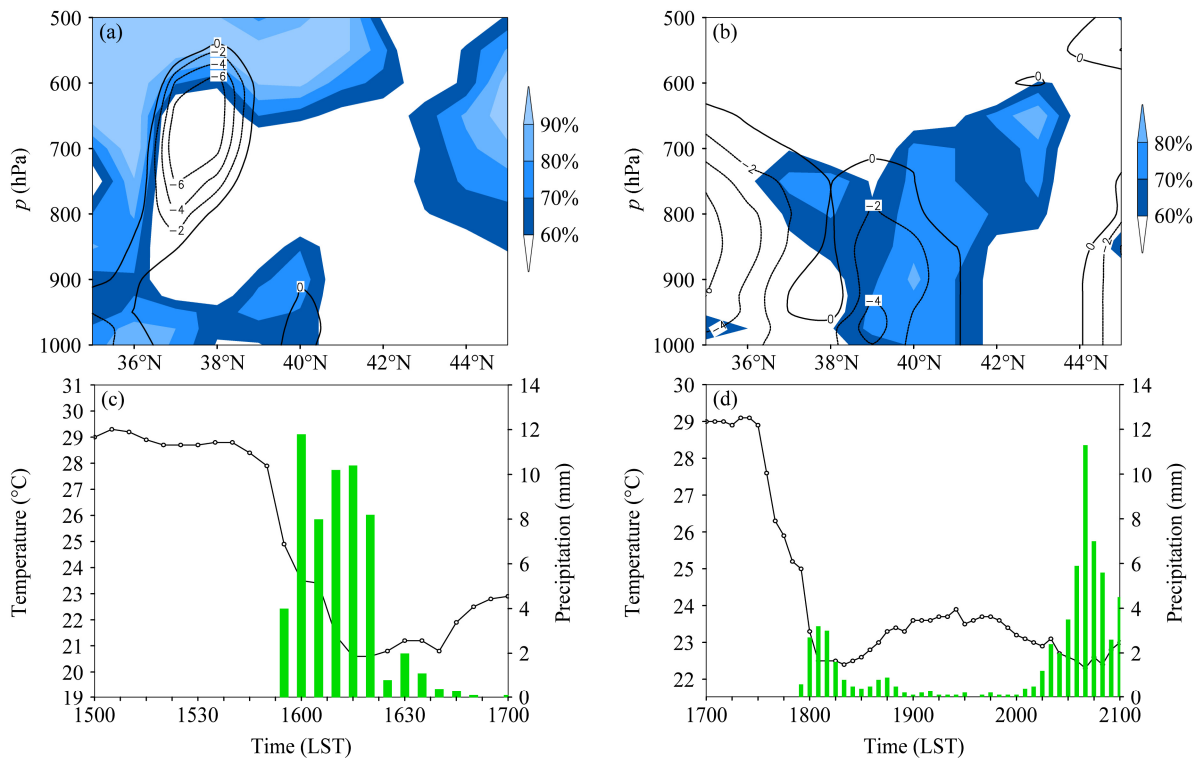


图9 (a) 2009年7月13日08时和(b) 2010年7月9日08时沿116°E纬向风(等值线, 单位: m/s)和相对湿度(阴影)垂直剖面。(c) 新发地站2009年7月13日和(d) 和平西桥站2010年7月9日的暴雨中心温度(实线, 单位: $^{\circ}\text{C}$)和5 min降水率(直方图, 单位: mm)时间演变
Fig. 9 Cross sections of zonal wind (contour line, unit: m/s) and relative humidity (shaded) along 116°E at (a) 0800 LST 13 Jul 2009 and (b) 0800 LST 9 Jul 2010; time evolution of surface temperature (solid line, unit: $^{\circ}\text{C}$) at rainfall center and 5-min rainfall rate (histogram, unit: mm) (c) at Xinfadi on 13 Jul 2009 and (d) at Hepingxiqiao on 9 Jul 2010

湿, 削弱了雨滴下落过程中产生的蒸发降温作用, 有利于对流的发展和维持。

6 结论和讨论

偏东风在北京局地暴雨形成中的作用, 近年来在科研和业务中受到特别关注, 其引发的突发性暴雨产生的社会影响很大。目前对偏东风特别是浅薄偏东风的研究很少, 也尚未用到风廓线仪等一些新型观测资料。本文利用风廓线仪、地面自动站、探空及 NCAR/NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 分析资料等, 对北京地区发生的两次与偏东风相联系的局地暴雨天气过程开展了对比分析研究, 重点讨论了偏东风产生的天气背景、偏东风的垂直结构和温、湿特性, 以及偏东风在北京局地暴雨中的作用等。主要结论如下:

(1) 与北京局地暴雨相联系的对流层浅薄偏东风活动在距地面高度 500 m 以下, 水平尺度约 250 km, 时间尺度约 12 h, 地面风速平均约 1 m/s; 深厚偏东风活动在高度 3000 m 以下, 水平尺度约 600 km, 持续时间大于 24 h, 地面风速平均约 4 m/s。

(2) 浅薄偏东风是由浅薄的对流层次天气系统低涡引起, 次天气系统低涡是一个浅薄的地面暖低压系统; 深厚偏东风是由于天气尺度地面倒槽的发展引起的, 其在近地面也是一个暖低压系统, 其随高度减弱, 逐步演变为暖脊。浅薄偏东风的来源是由于次天气尺度低涡的生成和发展, 进而以气旋性环流方式向北京地区输送的北京以东的暖湿空气; 深厚偏东风的源地是北京东南部的暖湿气流。

(3) 偏东风具有高 θ_e 的属性, 在暖湿偏东风上方 800~600 hPa 存在干冷空气活动, 形成了有利的对流不稳定层结; 浅薄偏东风暖湿能量的局地集中特征更为显著, 而深厚偏东风在水汽和能量的持续输送方面, 以及与 500 hPa 偏西风形成较强的、有利于强对流风暴发展的低层垂直风切变方面作用更为显著。

(4) 浅薄偏东风与近地面层辐合中心对应好, 与中高空辐散也有较好配合, 说明其动力作用显著, 对对流的发生起到了直接的触发作用, 较强的边界层辐合以及热力不稳定, 提供了对流性暴雨发生所需的必要条件; 深厚偏东风与辐合中心对应较差, 与垂直运动及上层辐散也没有很好的配合, 与对流风暴的触发没有直接的关系。但是深厚偏东风在对流层低层对应厚达 3000 m 的潮湿空气层, 削弱了雨滴下落过程中产生的蒸发降温作用, 有利于

对流的发展和维持。

通过本文的观测分析和研究进一步证实, 对流层低层的偏东风对北京的局地暴雨的发生有重要作用, 特别是浅薄偏东风能够在局地形成较强的辐合、暖湿空气局地集中和形成热力不稳定, 加之系统的生命期短, 发生发展迅速, 容易造成突发性的局地暴雨, 而且非常容易产生漏报; 而深厚偏东风在提供强对流发生所需的对流层垂直切变方面有重要作用, 同时其产生的辐合层次较厚, 水汽输送能力较强, 同样有利于较强降水的发生, 然而持续的偏东风并不是对流风暴的直接触发机制, 因此非常容易造成对局地暴雨的空报。下一步工作将通过高分辨率数值模拟手段, 进一步分析太行山地形作用在形成近地面层天气尺度低涡中的作用, 分析北京复杂地形在偏东风形成局地辐合中的作用, 以及偏东风气流在对流性云团发展中的水汽供应、气流辐合抬升、卷入、切变等细致物理图像, 从而为预报浅薄偏东风触发的北京突发性暴雨提供进一步有力的科学支撑。

参考文献 (References)

- 丁一汇. 2005. 高等天气学 [M]. 北京: 气象出版社, 326pp. Ding Yihui. 2005. Advanced Synoptic Meteorology (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 326pp.
- 李廷福, 廖晓农, 俞连芬. 1999. “98. 7”北京大暴雨的中尺度分析 [J]. 气象, 25 (5): 44–48. Li Tingfu, Liao Xiaonong, Yu Lianfen. 1999. Mesoscale analysis on torrential rain over Beijing area in July, 1998 [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 25 (5): 44–48.
- 刘盎然, 郭大敏, 辛宝恒, 等. 1979. 关于“75. 7”华北暴雨的水汽问题 [J]. 气象学报, 37 (2): 79–82. Liu Angran, Guo Damin, Xin Baoheng, et al. 1979. Analysis on the water vapor transport of the torrential rain over Huabei area in July, 1975 [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 37 (2): 79–82.
- 刘丽君, 冯文, 陈德明. 2010. 东风急流影响下海南非热带气旋暴雨两个例分析 [J]. 暴雨灾害, 29 (4): 328–333. Liu Lijun, Feng Wen, Chen Deming. 2010. The diagnostic analysis of heavy rainstorm associated with low-level easterly jet in Hainan Province [J]. Torrential Rain and Disasters (in Chinese), 29 (4): 328–333.
- Moller A R, Doswell C A III, Foster M P, et al. 1994. The operational recognition of supercell thunderstorm environments and storm structures [J]. Wea. Forecasting, 9: 327–347.
- 宁志谦, 梁生俊. 2006. 对流层低层两类偏东风气流上物理量分布特征 [J]. 陕西气象, (2): 20–23. Ning Zhiqian, Liang Shengjun. 2006. The features of physical field of two types of low level easterly winds [J]. Journal of Shanxi Meteorology (in Chinese), (2): 20–23.
- Shimada T, Sawada M, Sha W M, et al. 2010. Low-level easterly winds blowing through the Tsugaru Strait, Japan. Part I: Case study and

- statistical characteristics based on observations [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 138: 3806–3821.
- 寿绍文, 励申申, 姚秀萍. 2003. 中尺度气象学 [M]. 北京: 气象出版社, 324–326. Shou Shaowen, Li Shenshen, Yao Xiuping. 2003. *Mesoscale Meteorology (in Chinese)* [M]. Beijing: China Meteorological Press, 324–326.
- Stuart N A, Grumm R. 2006. Using wind anomalies to forecast East Coast winter storms [J]. *Wea. Forecasting*, 21: 952–968.
- 滕卫平, 杜惠良. 1995a. 东风暴雨天气环境场特征的合成分析 [J]. *浙江气象科技*, 16 (2): 38–41. Teng Weiping, Du Huiliang. 1995a. Composite analysis on the environment fields of torrential rain associated with easterly wind [J]. *Journal of Zhejiang Meteorology (in Chinese)*, 16 (2): 38–41.
- 滕卫平, 杜惠良. 1995b. 浙江东风暴雨天气的一种诊断统计预报方法 [J]. *科技通报*, 11 (4): 209–212. Teng Weiping, Du Huiliang. 1995b. Diagnostic statistical forecast method of easterly storm rainfall weather in Zhejiang Province [J]. *Bulletin of Science and Technology (in Chinese)*, 11 (4): 209–212.
- 王邦立. 1997. 7~8 月份东风与大~暴雨 [J]. *河南气象*, (3): 17. Wang Bangli. 1997. The easterly wind and heavy-torrential rain in July and August [J]. *Journal of Henan Meteorology (in Chinese)*, (3): 17.
- Weisman M L, Klemp J B. 1982. The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 110: 504–520.
- 徐双柱, 王丽, 叶成志, 等. 2006. 东风低空急流暴雨的中尺度分析 [J]. *气象*, 32 (2): 28–33. Xu Shuangzhu, Wang Li, Ye Zhicheng, et al. 2006. A mesoanalysis of a heavy rainfall in low level southeaster jet [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 32 (2): 28–33.
- 张文龙, 张大林, 王昂生, 等. 2009. 台风榴莲 (2001) 在季风槽中生成的机制探讨 [J]. *气象学报*, 67 (5): 811–827. Zhang Wenlong, Zhang Dalin, Wang Angsheng, et al. 2009. An investigation of the genesis of typhoon Durian (2001) form a monsoon trough [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 67 (5): 811–827.
- 章淹. 1983. 地形对降水的作用 [J]. *气象*, 9 (2): 9–13. Zhang Yan. 1983. Topography influence on precipitation [J]. *Meteorological Monthly*, 9 (2): 9–13.
- 张迎新, 张守保. 2006. 华北平原回流天气的结构特征 [J]. *南京气象学院学报*, 29 (1): 107–113. Zhang Yingxin, Zhang Shoubao. 2006. Structural feature of the backflow precipitation over north China [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese)*, 29 (1): 107–113.
- 张迎新, 侯瑞钦, 张守保. 2007. 回流暴雪过程的诊断分析和数值试验 [J]. *气象*, 33 (9): 25–32. Zhang Yingxin, Hou Ruiqin, Zhang Shoubao. 2007. Numerical experiments and diagnosis on a heavy snow of return-flow events [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 33 (9): 25–32.