徐明,赵玉春,高琦,等. 2015. 偏东气流诱发川西高原东侧两次对流暴雨过程的对比分析. 气象,41(12):1477-1487.

偏东气流诱发川西高原东侧两次对流暴雨过程的对比分析*

徐 明[1,2] 赵玉春[1] 高 琦[3] 王晓芳[1]

1 中国气象局武汉暴雨研究所,武汉 430205

2 中国气象科学院灾害天气国家重点实验室,北京 100081

3 武汉中心气象台,武汉 430074

提 要: 利用区域自动站加密观测资料、NCEP/CFSR 0.5°×0.5°再分析资料以及 0.01°×0.01°全球地形资料等,对 2013 年夏季发生在川西高原东侧两次对流暴雨天气过程中偏东气流的作用和特征进行了对比分析,重点研究两次过程中中低层偏东气流的活动特征、风场的垂直结构和温湿特征及其在对流暴雨中的作用等。结果表明:(1)7 月 3 日过程高原东侧偏东风活动在 850 hPa 以下,持续时间约20 h,风速平均为 2 m·s^{-1};8 月 6 日过程偏东风活动在 700 hPa 以下,持续时间也能达到 20 h,风速约为 4 m·s^{-1};两次过程均是在天气尺度的西风槽东移与地形的共同作用下,诱生了高原东侧对流层中低层偏东气流,偏东气流形成时间比对流降水发生时间早约 12 h。(2)两次过程偏东气流具有高相当位温属性,在其上方存在干冷空气活动,形成了有利的对流不稳定层结。相比较而言,后一次过程偏东气流出现的高度和风速明显增强后,与偏西风形成了更大的低层垂直风切变,暖湿能量局地集中特征更为显著,对于水汽和能量持续输送能力更强,因而引发的对流降水强度明显更大。(3)前一次过程盆地内起伏波动的偏东风与辐合中心及气旋性涡度中心配置关系较差,只是当偏东风受强迫抬升后,在地形附近激发出对流,并使降水主要位于地形附近;后一次过程盆地内平直的偏东风与辐合中心及涡度中心配置关系较好,尺度相当,因此激发出的对流强度和范围有明显增大,强降水沿地形向盆地西部发展。

关键词: 对流暴雨过程,偏东气流,活动特征,垂直结构特征

中图分类号: P458 **文献标志码:** A **doi:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2015.12.005

Comparative Analysis of Easterly Air Stream Triggering Two Convection Rainstorms in the Eastern Side of Sichuan Plateau

XU Ming[1,2] ZHAO Yuchun[1] GAO Qi[3] WANG Xiaofang[1]

1 Institute of Heavy Rain, CMA, Wuhan 430205

2 State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

3 Wuhan Central Meteorological Observatory, Wuhan 430074

Abstract: Using intensive surface observation, NCEP/CFSR 0.5°×0.5° reanalysis data and 0.01°×0.01° global terrain data etc., the contrast role and characteristics of the easterly air stream in two convection rainstorms in the terrain transition zone of Western Sichuan Plateau in the summer of 2013 was analyzed in this paper. The activity characteristics, vertical structure and temperature and humidity characteristics, and the role in the two convective rainstorms were focused on. The results showed that: (1) The easterly activity on 3 July 2013 is below 850 hPa, lasting for about 20 h with wind speed averaged 2 m·s^{-1} in Sichuan Basin, while easterly activity on 6 August is below 700 hPa, also with duration 20 h but wind

* 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201206003)、国家自然科学基金项目(41375057、41075038、41404056、41328007 和 41105073)、灾害天气国家重点实验室基金项目(2013LASW-A02)及湖北省重点实验室暴雨研究开放基金(IHR201401)共同资助

2015 年 1 月 19 日收稿; 2015 年 6 月 12 日收修定稿

第一作者:徐明,主要从事暴雨机理研究. Email:ihrxum@163.com

speed is about 4 m·s^{-1}. Both of the two processes are composed of westerly trough moving eastward and the effect of terrain, which induce the easterly air stream. The easterly airflow forms about 12 h earlier than convective precipitation appears. (2) The easterly flows of the two processes have high equivalent potential temperature property with the dry cold air activities in the mid-upper troposphere, thus, forming the favorable convective unstable stratification. In contrast, after the height and wind speed of the easterly flow in the later process is obviously enhanced, much stronger low-level vertical wind shear is formed together with the west wind, and the local concentration characteristics of the warm-wet energy is more significant, more beneficial for the sustained delivery of water vapor and energy. So the induced convective precipitation is more intensive. (3) The undulated easterly air stream, convergence center and cyclonic vorticity center are poorly related in the previous process, except when the easterly wind forces the uplift and inspires convection making the rainfall near the terrain. However, the straight easterly air stream has good relations with the convergent center and vorticity center during the second process, with almost equivalent scales. Therefore, severe convection intensifies to larger ranges and the extremely heavy rains develop to the west of the basin along the terrain.

Key words: convection rainstorm process, easterly flow, activity characteristics, characteristics of vertical structure

引 言

对流层中低层偏东气流的活动具有很强的地域性,往往给一些地方带来较强降水。Stuart 等(2006)利用 NCEP 再分析资料研究了美国东海岸持续性降雪中,对流层低层的东风异常可以增强低层的强迫和锋生,有助于提高降水效率。Shimada 等(2010)借助于卫星反演的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特征,指出强东风的形成与地形及天气尺度系统有紧密关系。赵玮等(2008)对比分析了北京 2006 年夏季连续两场暴雨后指出,对流层低层偏东风和近地面东南风对于两场暴雨的产生是比较关键的。张文龙等(2013)对北京地区两次局地暴雨过程中对流层低层偏东风的形成机制等方面进行了研究,指出偏东风对北京局地暴雨的发生有重要的作用。滕卫平等(1995)分析发现东风扰动造成的浙江省突发性暴雨天气,其影响不亚于正面袭击的台风。徐双柱等(2006)认为热带气旋北部的东风低空急流在湖北省暴雨形成和发展过程中起到非常重要的作用。宁志谦等(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,发现偏东风有水汽输送和辐合的作用。王邦立(1997)通过统计分析指出,河南省的大雨到暴雨与东风有一定的相关性,偏东风的形成与副热带高压(以下简称副高)、台风倒槽、东风坡、西南倒槽发展以及入海高压增强等有关。刘丽君等(2010)研究了海南省非热带气旋暴雨中低空急流的形成和作用,认为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。

当偏东气流遇到地形阻挡时,普遍认为会触发对流,并使降水进一步加大。章淹(1983)总结了地形对降水的 13 种影响作用,其中迎风坡对潮湿气流的强迫抬升,可造成较强的上升运动,使其凝结并产生降水,“63.8”华北特大暴雨就是出现在太行山东麓的迎风坡上。陈明等(1995)分析了不同自然条件下山区地形对暴雨的影响,发现当山地走向与背景风向交角较大时,暖湿气流沿坡爬升,使对流旺盛和雨量加大,形成迎风坡降雨中心,同时地形阻挡也使降水系统移速减慢、雨时延长。孙继松(2005)研究认为,当垂直于山体的气流随高度减小时,地形的作用表现为迎风坡上水平辐合,造成气旋式涡度增加,产生风场切变,因此对迎风坡降水产生明显的增幅作用。

青藏高原和四川盆地作为地形高度对比鲜明最为显著的两个地区,高原的高大地形对其东侧偏东气流的机械阻挡作用,使高原东侧夏季对流暴雨频发。李典等(2014)对比分析了青藏高原和四川盆地夏季对流性降水特征,发现高原地区对流垂直发展厚度浅薄,降水范围小,雨区极不均匀,盆地垂直发展厚度高,降水范围大,对流中心相对集中。程麟生等(1990)与郑庆林等(1997)的研究指出,高原东坡地形对盆地低层东南(偏东)气流的强迫抬升和气流

受高原地形阻挡形成的绕流(气旋性切变)在对流暴雨的形成中有着重要的作用。赵玉春等(2005)通过分析高原涡诱生西南涡特大暴雨成因后指出，高原涡东移诱生的低层偏东气流在川西高原东侧地形的动力强迫抬升下，释放对流有效位能激发出中尺度对流系统产生降水。王伏村等(2014)分析了一次由高原低涡引发的河西走廊大暴雨，指出高原低涡加强北移，使中、低层东风显著加强，与冷空气在走廊西部产生了强烈的辐合。李琴等(2014)利用 WRF 模式较好地模拟了发生在四川盆地的一次暴雨过程，模拟结果显示出低层东南风的加强与减弱控制着暴雨过程的开始与结束。

以上研究注意到了偏东气流在暴雨形成中的重要作用，尤其是在高原东侧复杂地形下，偏东气流对暴雨的触发和加强有重要作用，但是这方面的工作还需要进一步的细致研究和深入。高原东侧中低层偏东气流的活动特征、风场的垂直结构和温湿特征是怎样？偏东气流对高原东坡对流暴雨的触发与增强过程中究竟起到怎样的作用？这些都是高原东侧对流暴雨认识中有待深入的问题。本文选取 2013 年发生在川西高原东侧的两次对流暴雨天气过程，通过对中低层偏东风的细致的对比分析来进一步加深偏东风引发对流暴雨的机理认识，从而为此类暴雨的天气预报提供有价值的科学参考。本文采用的资料主要有区域自动站加密观测资料、NCEP/CFSR 0.5°×0.5°再分析资料和 0.01°×0.01°全球地形资料等。

1　两次暴雨过程概况和影响系统的演变特征

2013 年 7 月 3 日 20 时至 4 日 08 时，川西高原东侧出现了一次强降雨天气过程(图 1a)，降水主要位于高原东侧靠近地形附近，最强降水出现在成都北郊的彭州市，12 h 降水量达到 138 mm，这次过程共造成全省 12 个市(州)249 万人受灾，农作物受灾面积 8.321 万 hm^2，直接经济损失超 16.2 亿元。2013 年 8 月 6 日 20 时至 7 日 08 时，川西高原东侧又发生了一次暴雨天气过程，此次过程中降雨同样位于川西高原东侧的地形过渡带，但范围明显向盆地内扩展，降雨强度明显增强，过程累积降水量(图 1b)显示，强降雨主要出现在绵阳、德阳和成都等市，其中 158 站出现暴雨，66 站出现大暴雨。最大降水出现在绵阳北川，一个晚上(12 h)的降水量为 244.7 mm，四川北部地区出现的此次明显强降雨过程，引发了洪涝灾害，其中绵阳、阿坝、广元和德阳 4 市(州)有 19.1 万人受灾，农作物受灾面积 0.37 万 hm^2，直接经济损失 1.2 亿元。

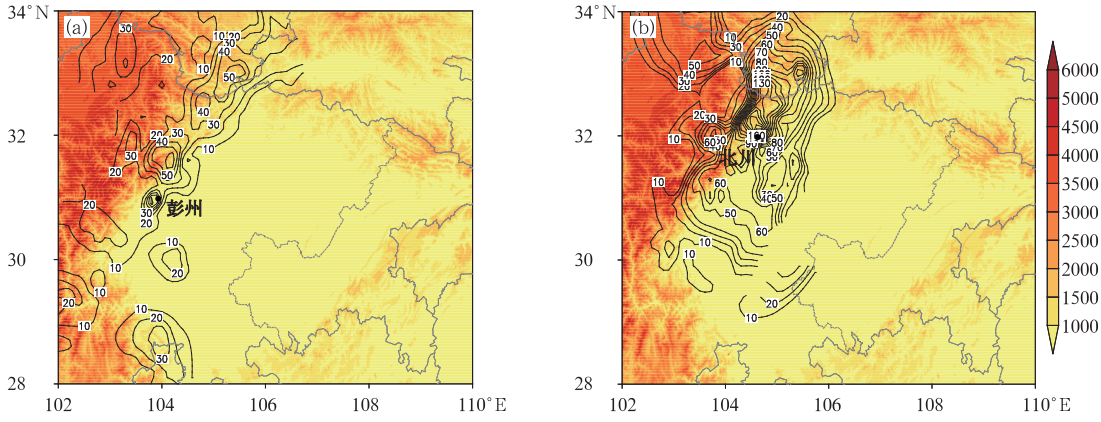


图 1　2013 年 7 月 3 日 20 时至 4 日 08 时(a)和 8 月 6 日 20 时至 7 日 08 时(b)区域自动站累积降水量(单位：mm)
(阴影表示地形高度)

Fig. 1　Accumulated precipitation at regional automatic station (unit: mm)
(a) 20:00 BT 3—08:00 BT 4 July 2013, (b) 20:00 BT 6—08:00 BT 7 August 2013
(Shaded area represents terrain height)

7 月 3 日 08—20 时，500 hPa 西太副高东退南压，西风槽从高原东移至盆地过程中逐渐加深，20 时(图 2a)槽线位于川西高原北侧，盆地主要受低槽前部的弱西南气流控制；700 hPa(图 2c)高原中部

偏东地区为一低压环流，切变线位于川西高原上空，盆地受弱西南气流影响；850 hPa 上(图 2e)，盆地西部有一低涡，进一步追踪发现，该低涡最早形成于 3 日 08 时，盆地内由偏南气流逐渐转为偏东气流。

8 月 6 日 08—20 时，500 hPa 高空槽东移过程中，西太副高加强西伸北抬至盆地东部，6 日 20 时(图 2b)低槽受副高挤压后变形变窄，槽线伸展至高原南部，盆地位于副高与低槽之间较小区域内，气压梯度增强后，风速明显增大，盆地内有西南急流发展。700 hPa 上(图 2d)，川西高原上低压环流的等压线比较密集，盆地受偏南气流影响，盆地西部逐渐有偏东气流发展。850 hPa 上(图 2f)，有西南涡形成并滞留在盆地内发展，盆地逐渐转为偏东气流控制。

由此可见，在低值系统从高原向盆地东移的过程中，高原东侧对流层中低层的偏南气流受到天气系统与地形等共同作用，逐渐转变为偏东气流。由于此时低槽尚远，冷空气还未侵入盆地，可以认为两次过程是高原东侧偏东气流受高大地形动力抬升引发的暖区对流暴雨天气过程。

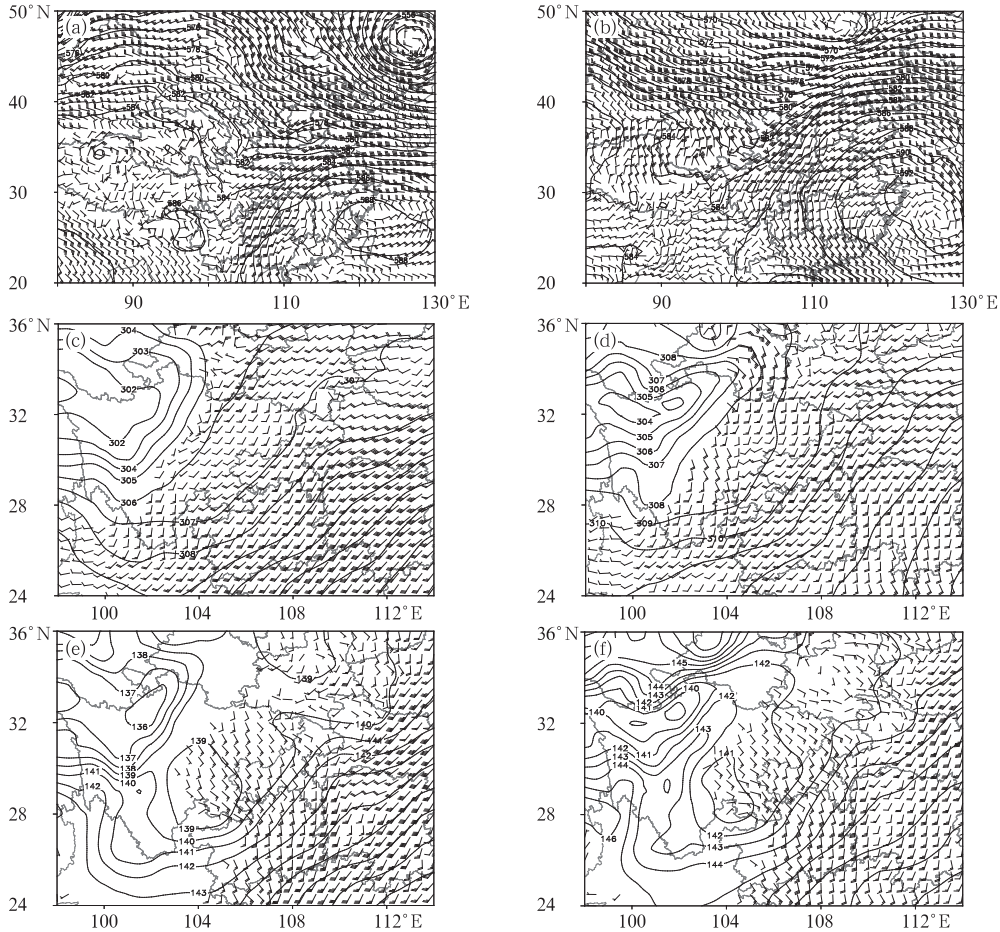


图 2 2013 年 7 月 3 日 20 时(a，c，e)与 8 月 6 日 20 时(b，d，f)的 500 hPa(a，b)、700 hPa(c，d)和 850 hPa(e，f)位势高度场(实线，单位：dagpm)与风场

Fig. 2 Geopotential height field (solid line, unit: dagpm) and wind field at (a, b) 500 hPa, (c, d) 700 hPa, (e, f) 850 hPa at 20:00 BT 3 July (a, c, e) and 20:00 BT 6 August (b, d, f) 2013

2 偏东气流的活动特征

分析 NCEP/CFSR 0.5°×0.5°再分析资料发现，7 月 3 日 08 时(图 3a)，对流层中层 700 hPa 上盆地内是偏南风，盆地西南侧有西南急流发展；低层 850 hPa 上(图 3b)，盆地内大部是偏南风，偏南风向北推进到盆地北部后遇到大巴山脉(西北—东南向，

东西绵延 500 km,平均海拔 2000 m 以上)所阻滞,气流沿山的西侧和南侧发生向北或向西绕流,偏南气流(风向逆时针旋转)逐渐变成了偏东风(东南或偏东风)向西流动,而西侧是海拔更高的川西高原(地势由西向东倾斜,平均海拔 4000 m 以上),偏东气流受高大地形强迫抬升后逐渐激发出对流。同时偏东气流沿着高原东侧大地形向南绕流在盆地西部形成弱气旋性辐合,在盆地南侧同样伴有偏南(西南)的低空急流区发展。3 日 14 时(图略),700 hPa 上盆地西南侧的急流区逐渐向北推进,盆地逐渐受西南气流控制;850 hPa 上的弱中尺度气旋减弱,盆地大部转为偏东气流控制,低空急流区向北推进后,使盆地内的低层风速有所增强。3 日 20 时,700 hPa 上(图 3c),盆地内几乎都为西南风控制,西南侧急流区持续向北推进后使盆地内中层风速得到明显增强;850 hPa 上(图 3d),低空急流北推到盆地南侧边缘后,盆地内几乎被大于 4 m·s^{-1}的偏东气流控制,增强后的偏东气流沿高原东坡爬升作用更加明显,触发的对流明显增强,使得强降水迅速沿着迎风坡发展。此后至 4 日 08 时(图略),高空槽东移至盆地上空,850 hPa 盆地北部开始有冷空气侵入,盆地自北向南逐渐转为偏北气流,对流降水过程随后减弱。可见这是一次盆地内对流层低层(850 hPa)偏东气流沿高原东侧高大地形爬坡过程中,山地对暖湿气流的强迫抬升和辐合,激发了强对流,引发了强降水,偏东气流出现的时间比对流降水早约 12 h。期间,700 hPa 急流区加强北推使盆地内形成了较强的西南风,持续不断地为盆地输送水汽和能量,850 hPa 急流区加强北推后,使盆地内偏东气流增速明显。后期当高空槽逐渐东移并影响盆地后,对流降水过程减弱。

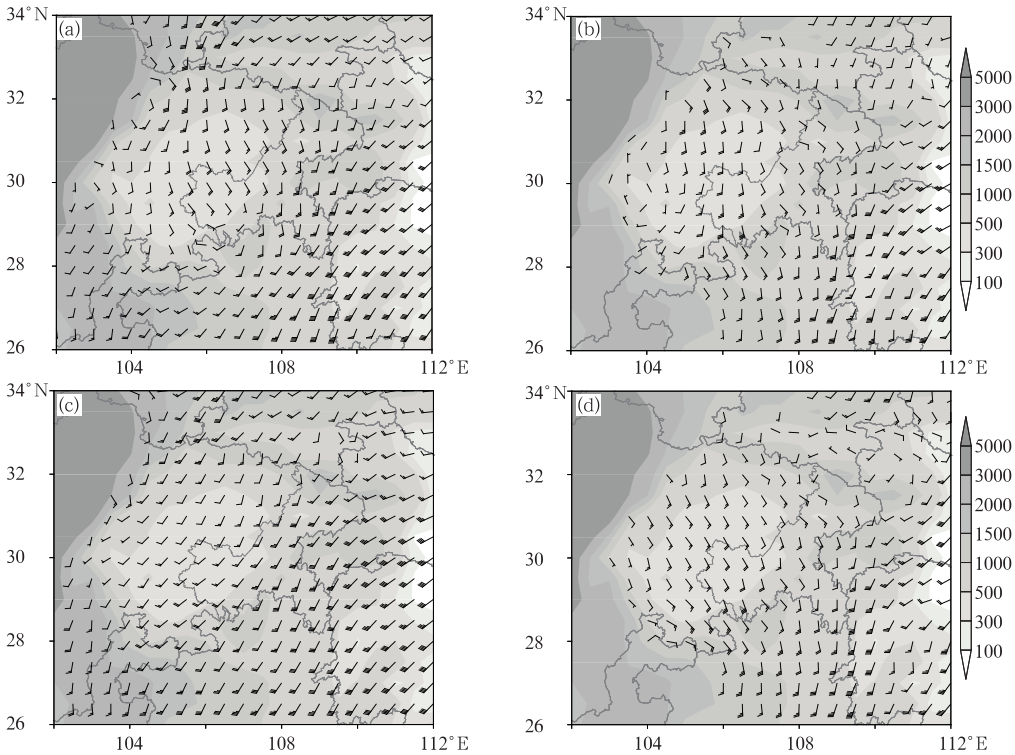


图 3　2013 年 7 月 3 日 08 时(a, b)与 20 时(c, d)的 700 hPa(a, c)和 850 hPa(b, d)风场

(阴影表示地形高度)

Fig. 3　Wind field at (a, c) 700 hPa, (b, d) 850 hPa at 08:00 BT (a, b) and 20:00 BT (c, d) 3 July 2013

(Shaded area represents terrain height)

8 月 6 日 08 时 700 hPa 上(图 4a),盆地内是偏南气流,南侧是西南急流区;低层 850 hPa 上(图 4b),偏南气流推进到盆地北部后受高大地形阻滞形成的绕流以及偏东气流的形成过程与前一次过

程类似，绕流在盆地西部形成的中尺度气旋与前次过程(7 月 3 日 08 时)相比明显增强，气旋性辐合的增强有利于盆地较快转为偏东气流控制并使风速得到增强，同样在盆地南侧伴有偏南急流区存在。6 日 14 时(图略)，700 hPa 盆地南侧的急流区加强北推后，盆地内仍维持偏南风但风速有明显加强；850 hPa 上盆地西部的中尺度气旋减弱，盆地逐渐由偏南气流转为偏东气流控制，低空急流区同样向北推进使盆地内的低层风速加大。6 日 20 时，700 hPa 上(图 4c)在靠近高原东侧大地形附近(大约在 28°～32°N、102°～104°E)出现了 6～8 m·s^{-1} 左右的偏东风，这可能是由于偏南气流在地形的摩擦作用下发生了逆时针旋转而转为偏东气流；而 850 hPa(图 4d)上，盆地已由偏东气流控制，南侧的偏南急流区推进至盆地东南部边缘后，盆地内偏东风速达到了 4～6 m·s^{-1}。这个时段内盆地对流层中低层都出现了偏东气流，使得暖湿气流沿着川西高原东坡爬升更高，与 500 hPa 以上层干冷气团的交绥过程更加激烈，对流发展更加深厚，在迎风坡形成的降水强度更加明显。此后至 7 日 08 时(图略)，西风槽逐渐东移影响盆地后，700 hPa 偏东气流消失，盆地内主要受偏南气流控制；850 hPa 上，盆地内偏东风自北向南逐渐转为偏北风，降水随之减弱。与前次过程类似，这次过程同样是由于盆地内偏东气流沿川西高原东侧大地形爬坡过程中，引发的对流降水过程，但由于偏东气流更加深厚，使得对流发展更强，降水强度更大。对流层低层偏东风出现的时间比降水早约 12 h，但当 700 hPa 高原东侧大地形附近出现偏东气流后，强降水迅速展开。过程期间，盆地南侧中低层同样存在的急流区与前次过程的作用类似。

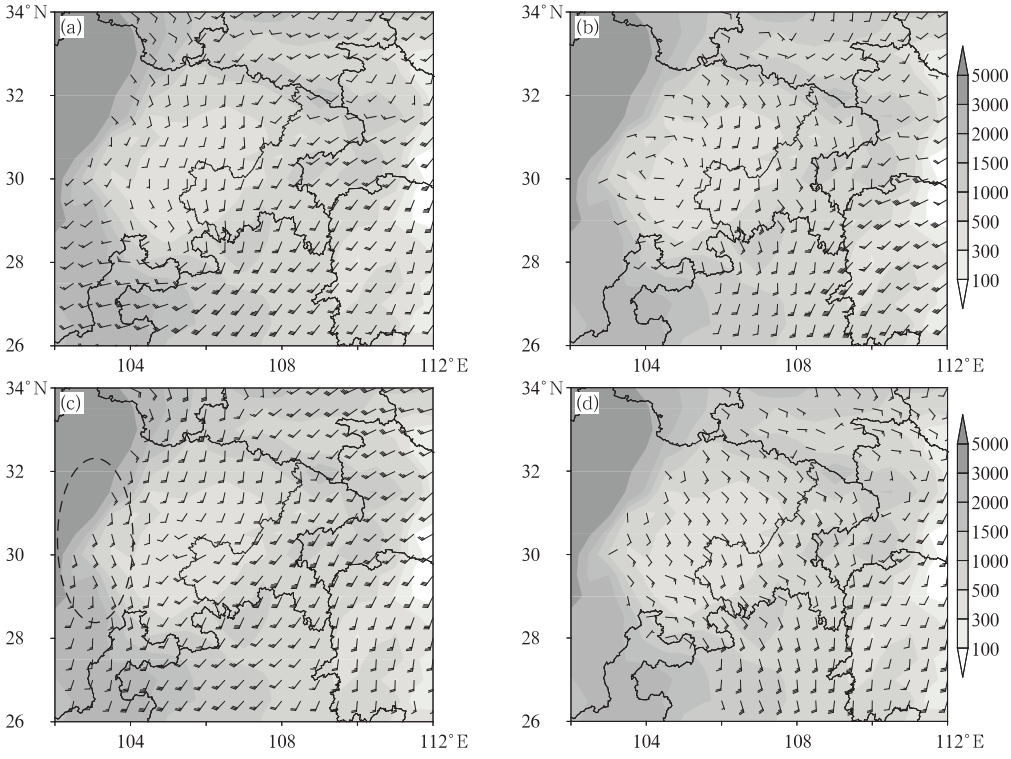


图 4 同图 3，但为 2013 年 8 月 6 日

Fig. 4 Same as Fig. 3, but for 6 August 2013

3 偏东气流的垂直结构特征和温湿特征

对流风暴的发生发展与对流层低层的水平风垂直切变以及温度、湿度特征有非常紧密的关系(Weisman et al,1982)，下面进一步分析两次过程中偏东风的垂直结构和温湿特征差异。7 月 3 日 20 时，沿 31°N 的经向剖面图上(图 5a)，四川盆地内(104°～110°E)偏东风主要活动在 850 hPa 以下，且

不连续，在水平方向上有明显起伏（106°E 附近出现了偏东风下沉气流区）。风速的大值区（3 m·s^{-1}以上）一处位于 104°～106°E，这是偏东气流到达盆地西部后，受到川西高原东侧高大地形的阻挡，在山脚形成了气流的堆积；另一处位于 108°～109°E，气流沿地形爬升过程中在盆地上空形成了垂直方向上的环流，垂直环流的形成有利于偏东风的维持和加强，气流到达盆地东部后下沉，并与从东侧运动过来的偏东气流汇合，在穿越大巴山与大娄山（东北—西南向，海拔高度 1500 m 以上）之间峡谷地形的过程中形成了辐合，该辐合区内风速达到 4 m·s^{-1}。偏东气流的上方至 500 hPa 为 1～4 m·s^{-1}水平偏西风。偏东气流水汽含量充足，比湿约为 16 g·kg^{-1}，同时相对湿度大于 60%（图略），比较潮湿，而在其上方偏西气流则比较干冷，600 hPa 附近比湿急剧减少到 8 g·kg^{-1}。可见偏东气流沿高大地形强迫抬升后，盆地内形成了低层偏东风、高层偏西风的较强垂直风切变，并且偏东风与偏西风在水汽含量方面的差异，有利于对流不稳定发生的上干下湿大气层结的形成。8 月 6 日 20 时（图 5b），盆地西部偏东风活动的高度增强至 700 hPa，并且盆地内的偏东风较为水平，风速有明显增强，800 hPa 以下盆地内几乎都为 3 m·s^{-1}以上的偏东风。同时注意到，这次过程偏东风的大值区并不是位于地形附近，而是位于 106°E 附近的盆地西部（900 hPa 以下）。偏东气流活动的高度升高至 700 hPa 并且风速增大后，同时其上方的偏西风也有增强，因此盆地内垂直风切变得到了明显增强，并且偏东气流的比湿较前次过程高约 4 g·kg^{-1}。由此可见，盆地内偏东气流的高度升高并且风速明显增强后，形成的垂直环流明显增强，伴随的水汽层变得相对深厚，对水汽的输送和维持能力会更强，从高原东侧地形至盆地西部激发出强对流，引发了强降雨。

沿 104°E 的纬向剖面图上，7 月 3 日 20 时（图 6a），盆地西部对流层低层 850 hPa 以下的偏东风（1～2 m·s^{-1}）基本与一个相当位温（θ_e）高值区相对应，由南向北倾斜，最大值大于 376 K，在偏西风区域内，600 hPa θ_e 为 356 K，减小了约 20 K；8 月 6 日 20 时（图 6b），对流层中层 700 hPa 以下偏东风（1～5 m·s^{-1}）区域内，盆地西部空气的温湿性质差别不大，对应一个南北分布水平均匀的 θ_e 高值区，最大值也大于 376 K，在偏西风区域内，600 hPa θ_e 为 352 K，减小了约 24 K，这表明两次过程盆地西部的偏东气流具有暖湿空气属性，偏西气流则具有干冷空气属性。前次过程偏东风引起的最不稳定层结出现在 850 hPa 以下，而后次过程出现在 700 hPa 以下，两者在垂直高度上相差约 1500 m，在暖湿的偏东风上方对流层中上层存在干冷空气活动，形成了有利的对流不稳定层结。相比较而言，8 月 6 日盆地西部的偏东风活动的高度和风速明显更强，暖湿空气属性的局地特征更加显著，对于深对流的激发以及发展更有利。

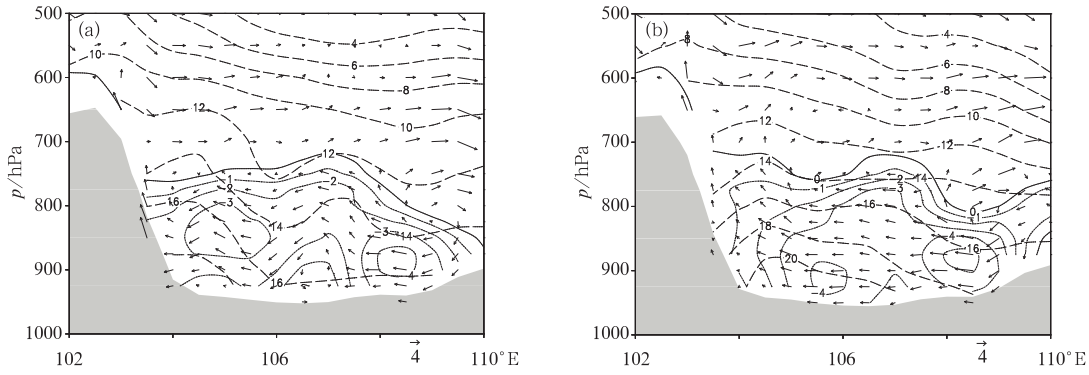


图 5　2013 年 7 月 3 日 20 时(a)与 8 月 6 日 20 时(b)沿 31°N 纬向风(矢量箭头，单位：m·s^{-1})，偏东风(黑色实线，单位：m·s^{-1})和比湿(虚线，单位：g·kg^{-1})垂直剖面
(阴影表示地形)

Fig. 5　Cross sections of zonal wind (vector, unit: m·s^{-1}), east wind (solid line, unit: m·s^{-1}) and specific humidity (dashed line, unit: g·kg^{-1}) along 31°N at (a) 20:00 BT 3 July and (b) 20:00 BT 6 August 2013
(Shaded area represents terrain)

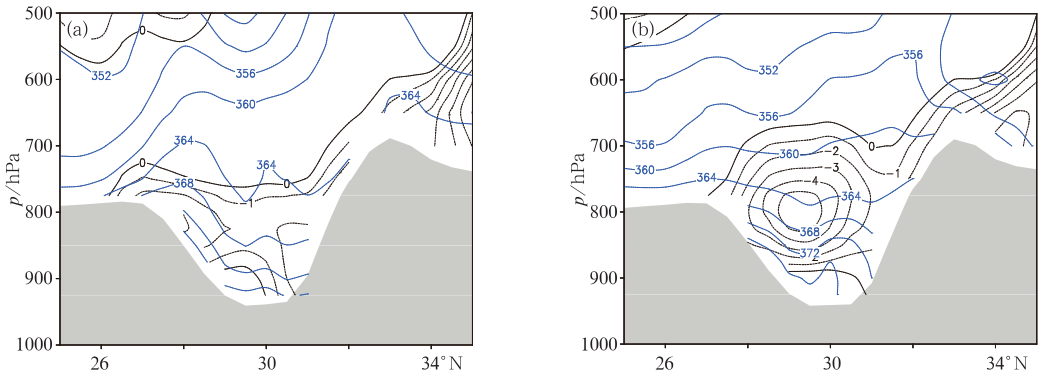


图 6 2013 年 7 月 3 日 20 时(a)与 8 月 6 日 20 时(b)沿 104°E 偏东风(实线，单位：m·s^{-1})和相当位温(蓝色实线，单位：K)垂直剖面
(阴影表示地形)

Fig. 6 Cross sections of east wind (solid line, unit: m·s^{-1}) and equivalent potential temperature (blue solid line, unit: K) along 104°E at (a) 20:00 BT 3 July and (b) 20:00 BT 6 August 2013
(Shaded area represents terrain)

4 偏东气流与对流暴雨的关系

7 月 3 日 20 时散度和垂直速度场的空间剖面图(图 7a)上，盆地内，偏东气流与辐合中心对应的一致性比较差，偏东气流区内既有辐合又存在辐散。在未来的强降水中心附近(31°N、104°E)，偏东气流到达高原东侧并开始沿迎风坡爬升，900～700 hPa 存在垂直上升运动，同时也有垂直方向上的辐合中心(−2×10^{-5} s^{-1}，位于 800 hPa 附近)与之对应。由此可见，盆地中偏东气流在水平方向上起伏变化较大时，只有当其推进到高原东侧大地形附近被强迫抬升，才会在迎风坡附近形成气流辐合与垂直上升运动的中心，强降水也主要沿地形展开。8 月 6 日 20 时空间剖面图(图 7b)上，盆地内偏东气流与对流层中低层的辐合区位置基本对应，尺度基本相当。106°E 以西的高原东侧地区在垂直方向上有一个强辐合区，强辐合中心(−3×10^{-5} s^{-1})位于 104.5°E、800 hPa 附近，对应存在着垂直上升运动的大值区(−0.4 Pa·s^{-1})，该垂直运动从地面延伸至 500 hPa，并可达 200 hPa(图略)。由此可见，盆地中水平方向上出现较为平直的偏东气流后，会在对流层中低层激发出尺度相当的对流辐合区，并且从地形附近至盆地西部形成范围较大的强辐合带，

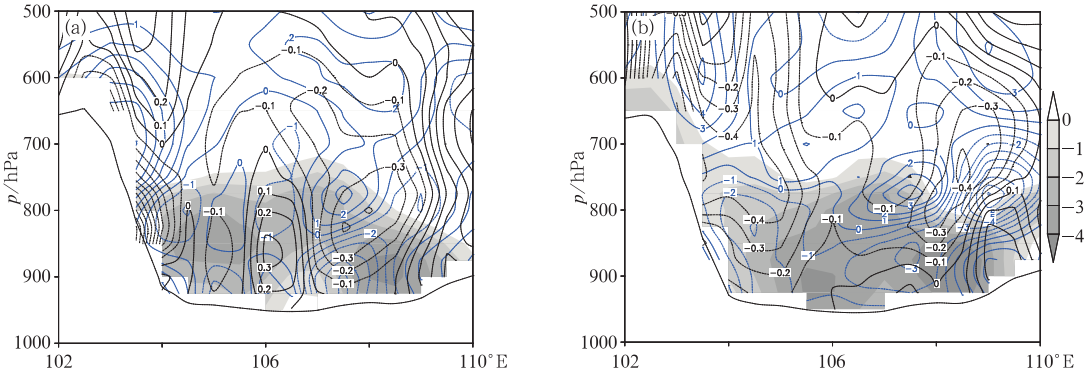


图 7 2013 年 7 月 3 日 20 时(a)与 8 月 6 日 20 时(b)沿 31°N 偏东风(阴影，单位：m·s^{-1})，散度(蓝色实线，单位：10^{-5} s^{-1})和垂直速度(黑色实线，单位：Pa·s^{-1})垂直剖面

Fig. 7 Cross sections of east wind (shaded, unit: m·s^{-1}), divergence (blue solid line, unit: 10^{-5} s^{-1}) and vertical velocity (black solid line, unit: Pa·s^{-1}) along 31°N at (a) 20:00 BT 3 July and (b) 20:00 BT 6 August 2013

但辐合中心最大值仍位于迎风坡附近的 800 hPa，且有明显增强，因此对流降水也主要沿地形向盆地西部发展，但降水中心仍位于地形附近，强度有明显增强。

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不同（张文龙等，2009）。由图 8 看到，3 日 20 时（图 8a），盆地内偏东风与一定的气旋性涡度对应，盆地西部出现的闭合强气旋性涡度中心（10×10^{-5} s^{-1}）位于 106°E、850 hPa 附近，这是由对流层低层偏东风的下沉气流与上升气流以及上方的偏西风三支气流汇集形成的，但在该涡度中心周围并没有辐合中心形成与之对应，而是在地形迎风坡附近，涡度等值线密集区的下方对应有偏东风形成的辐合中心。这说明偏东风受高大地形动力强迫抬升形成的辐合，与气旋性涡度中心的有利配置主要位于地形附近并使对流降水主要在迎风坡发生。6 日 20 时（图 8b），偏东风同样与一定的气旋性涡度对应，在 106°E 以西的盆地西部，偏东风由于上方的偏西风水平切变在 800 hPa 出现了闭合的强气旋性涡度中心（7×10^{-5} s^{-1}）；在大地形附近，偏东气流受强迫抬升后与其上方偏西风形成的闭合强涡度中心（6×10^{-5} s^{-1}）升高至 700 hPa 以上，这两个强涡度中心都有偏东风的强辐合中心与之对应。由此可见，后一次过程偏东风与气旋性涡度中心对应的关系更好，从地形附近至盆地西部都有偏东风与对流层低层的辐合中心，以及中低层涡度中心的有利配置，对流降水沿着地形一直向盆地西部发生发展。

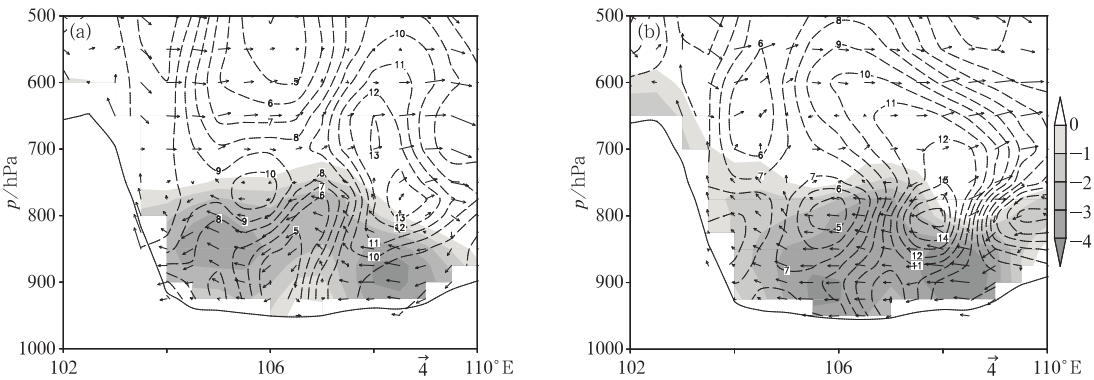


图 8　2013 年 7 月 3 日 20 时(a)与 8 月 6 日 20 时(b)沿 31°N 偏东风(阴影，单位：m·s^{-1})，绝对涡度(虚线，单位：10^{-5} s^{-1})垂直剖面

Fig. 8　Cross sections of east wind (shaded, unit: m·s^{-1}) and absolute vorticity (dashed line, unit: 10^{-5} s^{-1}) along 31°N at (a) 20:00 BT 3 July and (b) 20:00 BT 6 August 2013

由于两次过程辐合的大值中心均出现在 800 hPa，下面进一步观察对流层低层 800 hPa 上散度随时间的演变（沿 31°N 经向-时间剖面）。7 月 3 日 08 时（图 9a）之前，104°E 高原东侧大地形附近主要是东北风，盆地内为偏南风，这两支气流在盆地西部交汇形成的强辐合区（-3×10^{-5} s^{-1}）在盆地中形成了锋面降水，实况表明 6 月 29 日至 7 月 2 日四川的成都、绵阳和德阳等地持续有强降水发生；3 日 08 时，大地形附近转为偏南气流控制，锋面降水过程结束；3 日 14 时，随着西风槽东移，大地形附近至盆地内的偏南气流转成了偏东气流，持续了近 20 h，偏东气流明显增强后（3 日 20 时至 4 日 02 时），位于大地形附近的对流辐合带逐渐发展并增强起来，偏东气流受大地形动力强迫抬升释放出对流有效位能，并激发出对流降水。8 月 6 日 08 时（图 9b）前，大地形至盆地上空是比较一致的偏南气流（西南或偏南气流），没有辐合区与之对应，也没有出现明显的降水；6 日 14 时，随着西风槽东移与大地形的共同影响，偏南气流逐渐转为偏东气流，同样持续了近 20 h，并且从 6 日 08 时就有对流辐合带逐渐沿着高原大地形向盆地西部发展，辐合带上闭合的大值中心出现在 7 日 02 时，位于大地形附近，且有明显增强（-4×10^{-5} s^{-1}），对流强降水沿着辐合带从大地形附近向盆地西部发生发展。当西风槽东移至盆地上空后，冷空气入侵，这两次由偏东气流占主导作用的暖区对流降水过程结束，锋面系统占主导地位的降水过程随后开始。

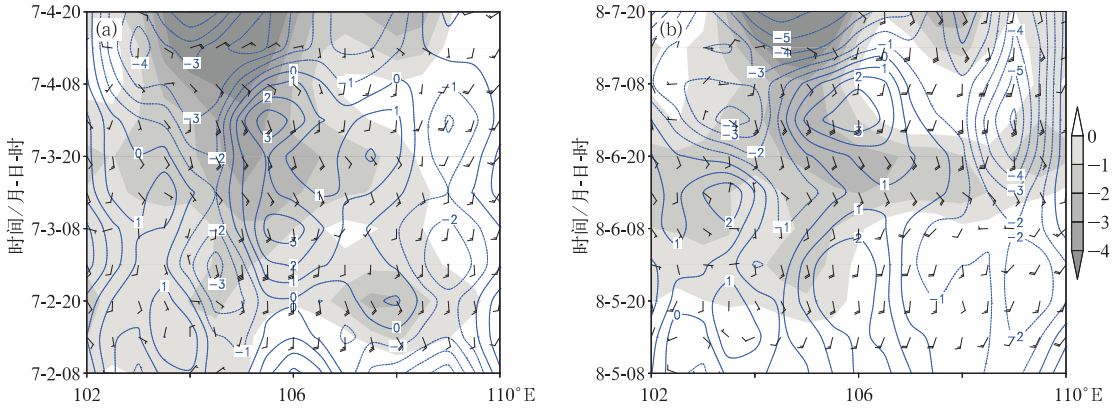


图 9 2013 年 7 月过程(a)与 8 月过程(b)800 hPa 上沿 31°N 水平散度(实线,单位:10^{-5} s^{-1})、风场和偏东风(阴影,单位:$m \cdot s^{-1}$)垂直剖面

Fig. 9 Cross sections of 800 hPa divergence (solid line, unit: 10^{-5} s^{-1}), wind filed and east wind (shaded, unit: $m \cdot s^{-1}$) along 31°N at (a) the July process and (b) the August process 2013

5 结论和讨论

夏季川西高原东侧对流暴雨频发,其引发的灾害和次生灾害特别严重,近年来在科研和业务中受到特别关注,社会影响很大。而偏东气流在对流暴雨的形成过程中又起到十分关键的作用,因此本文利用有关高分辨率再分析资料等对 2013 年 7 和 8 月发生在川西高原东侧的两次与偏东风相联系的对流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、偏东风的活动特征、垂直结构和温湿特征,以及偏东风在对流暴雨过程中所起的作用。主要结论如下:

(1) 7 月 3 日暴雨过程中,副高东退南压,700 hPa 盆地受西南气流影响,偏东气流主要活动在 850 hPa 以下;8 月 6 日暴雨过程中,副高西伸北抬,西风槽受挤压后变窄,盆地内气压梯度明显增大,风速明显增强,700 hPa 盆地受偏南气流影响,在盆地西部受到地形摩擦作用,风场发生向左偏转,形成了偏东气流,偏东气流活动在 700 hPa 以下。但两次过程都是在西风槽东移发展以及地形的共同作用下,导致对流层中低层偏东气流的形成。

(2) 两次对流暴雨过程,盆地内偏东风具有高 θ_e 属性,在暖湿偏东风上方存在干冷空气活动,形成了有利的对流不稳定层结。8 月 6 日暴雨过程偏东风与偏西风形成的低层垂直风切变明显更大,暖湿能量的局地集中特征更加显著,对水汽和能量的持续输送更加有利,形成的对流降水的强度和范围明显更大。

(3) 7 月 3 日暴雨过程盆地内偏东风与辐合中心及气旋性涡度中心对应关系较差,偏东风只是在到达地形附近后受迫抬升,在迎风坡形成了一定的垂直上升运动和辐合中心,触发的对流主要位于地形附近,使降水主要位于地形过渡带上。8 月 6 日暴雨过程盆地内的偏东风与强辐合中心及涡度中心对应关系明显较好,从地形至盆地西部都有强对流被激发出来,并有利于对流的发展和维持,降水从地形过渡带向盆地西部发展。

(4) 未形成偏东气流前,7 月 3 日暴雨过程地形附近主要为东北气流,盆地内为偏南气流,盆地西部有强辐合中心形成,并伴有锋面降水发生,但 8 月 6 日暴雨过程地形至盆地为一致的偏南气流,受到低值系统东移和地形的共同影响,高原东侧转为偏东气流,偏东气流受阻挡抬升,沿着地形有辐合中心形成,对流暴雨逐渐形成,辐合区明显向盆地内发展。

本文的观测分析和研究进一步证实,偏东气流对于川西高原东侧对流暴雨的发生有重要作用。偏东风越深厚,风速越大,伴随的水汽层就更加深厚,对水汽和能量的输送越强,偏东风受强迫抬升的高度就越高,并且较为平直的偏东风,有利于盆地西部形成辐合中心,形成强降水。但是盆地偏东风的形成机制还有待进一步的研究。

参考文献

陈明,傅抱璞,于强. 1995. 山区地形对暴雨的影响. 地理学报,50(3):

256-263.

程麟生,郭英华. 1990. 初始条件和大地形对西南涡演变的中尺度模拟影响. 兰州大学学报(自然科学版),26(4):140-147.

李典,白爱娟,薛羽君,等. 2014. 青藏高原和四川盆地夏季对流性降水特征的对比分析. 气象,40(3):280-289.

李琴,崔晓鹏,曹洁. 2014. 四川地区一次暴雨过程的观测分析与数值模拟. 大气科学,38(6):1095-1108.

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个例分析. 暴雨灾害,29(4):328-333.

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. 陕西气象,(2):20-23.

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

滕卫平,杜惠良. 1995. 东风暴雨天气环境场特征的合成分析. 浙江气象科技,16(2):38-41.

王邦立. 1997. 7—8 月份东风与大一暴雨. 河南气象,(3):17.

王伏村,付双喜,张德玉,等. 2014. 一次引发河西走廊大暴雨的高原低涡的机制分析. 气象,40(4):412-423.

徐双柱,王丽,叶成志,等. 2006. 东风低空急流暴雨的中尺度分析. 气象,32(2):28-33.

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. 大气科学,37(4):829-840.

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. 气象学报,67(5):811-827.

章淹. 1983. 地形对降水的作用. 气象,9(2):9-13.

赵玮,王建捷. 2008. 北京 2006 年夏季接连两场暴雨的观测对比分析. 气象,34(8):3-15.

赵玉春,王叶红. 2005. 高原涡诱生西南涡特大暴雨成因的个例研究. 高原气象,29(4):819-831.

郑庆林,王必正,宋青丽. 1997. 青藏高原背风坡地形对西南涡影响的数值试验. 高原气象,16(3):225-234.

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. Mon Wea Rev, 138(10): 3806-3821.

Stuart N A, Grumm R. 2006. Using wind anomalies to forecast East Coast winter storms. Wea Forecasting, 21(6): 952-968.

Weisman M L, Klemp J B. 1982. The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. Mon Wea Rev, 110(6): 504-520.