

黄淮西部地貌过渡区深对流云的时空特征及其天气意义^{*1}

苏爱芳^{1,2,3} 银燕¹ 吕晓娜^{1,2,3} 郑永光⁴

SU Aifang^{1,2,3} YIN Yan¹ LV Xiaona^{1,2,3} ZHENG Yongguang⁴

1. 南京信息工程大学,中国气象局气溶胶与云降水重点开放实验室,南京,210044
2. 中国气象局(河南)农业气象保障与应用技术重点实验室,郑州,450003
3. 河南省气象台,郑州,450003
4. 国家气象中心,北京,100081

1. *Key Laboratory for Aerosol-Cloud-Precipitation of China Meteorological Administration, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China*
2. *CMA/Henan Key Laboratory of Agrometeorological Safeguard and Application Technique, Henan Meteorological Observatory, Zhengzhou 450003, China*
3. *Henan Meteorological Observatory, Zhengzhou 450003, China*
4. *National Meteorological Center of CMA, Beijing 100081, China*

2012-09-04 收稿, 2013-02-01 改回.

苏爱芳,银燕,吕晓娜,郑永光. 2013. 黄淮西部地貌过渡区深对流云的时空特征及其天气意义. 气象学报, 71(3): 383-396
Su Aifang, Yin Yan, Lv Xiaona, Zheng Yongguang. 2013. Spatial-temporal characteristics and synoptic significance of deep convective clouds over the physiognomy transition region of western Huanghuai. *Acta Meteorologica Sinica*, 71(3): 383-396

Abstract Topography is complex over the physiognomy transition region (30°–38°N, 109°–118°E) of western Huanghuai where severe convective weather occurs frequently. Based on the database observed by the geostationary satellites from May to August during 1996–2010 and the weather phenomena data from the surface observatory stations in Henan Province, spatial-temporal characteristics and synoptic significance of deep convective clouds in the area are researched. The results show that spatial-temporal characteristics of deep convective clouds in the area are closely related to the climate zone and affected obviously by the terrain and the atmospheric circulation. Deep convection happens along the Huaihe river and its south areas most frequently, and secondly over the mountain areas of northern and western Henan province. The comparative analysis shows that deep convection in the northern and western mountain areas are mainly in the form of thunderstorm and hail, which in lower-elevation areas such as the Huaihe river valley and the Nanyang Basin, are mainly in the form of short-time rainstorm. With the moving northward of the subtropical anti-cyclonic, deep convection shows the different monthly and inter-diurnal variations. Its frequency has obvious volatility in the middle-south areas from the end of May to early August. The diurnal variation of deep convective frequency in northern Henan province is of single peak type, which propagates from northwest to southeast, while it in southern Henan province is of double peak type.

Key words Physiognomy transition region, Deep convective clouds, Severe convective weather, Spatial-temporal characteristics

摘要 中国黄淮西部地貌过渡带(30°—38°N, 109°—118°E, 山区和平原过渡带)地形复杂, 每年夏季强对流天气频繁发生。为了深入了解该地区的对流发展和分布特征, 用 1996—2010 年 5—8 月静止卫星多通道资料及河南省地面观测的对流天气(雷暴、冰雹、短时强降水)资料, 对该地区深对流活动的时空分布及天气意义进行了统计和对比研究。结果显示: 黄淮西部地

* 资助课题: 国家公益性行业(气象)科研专项(GYHY201206004, GYHY20090603)。

作者简介: 苏爱芳, 主要从事卫星资料应用和强对流天气研究。Email: afsu011@sohu.com

貌过渡带及其附近深对流活动的时空分布不仅与气候带关系密切,而且,明显受地形和天气系统影响。淮河流域是深对流活动高发区,豫北和豫西山区是深对流活动次高发区。豫北和豫西山区的深对流主要产生雷暴和冰雹,而淮河流域、南阳盆地等地势较低地区的深对流活动则较多地与雷暴和短时强降水有关。深对流活动随夏季风北进和副热带高压的北抬而具有显著的月际、日际变化及明显的阶段性特征。不同月份的深对流活动日变化特征显著不同,表现出两种性质的对流活动,一种为持续时间较短的热对流,一种为大尺度天气系统控制的持续性对流。豫北深对流活动日变化主要为单峰型,且具有自西北向东南方向传播的特征;豫南深对流活动日变化表现为双峰结构。

关键词 地貌过渡带, 深对流云, 强对流天气, 时空分布特征

中图法分类号 P425.8⁺¹

1 引言

强对流天气属严重灾害性天气。然而,受地面气象站观测资料时空分辨率限制,用常规观测资料很难获取强对流天气高时空分辨率的分布特征,限制了对强对流天气发展演变规律的充分认识。黄淮西部秦岭及太行山至黄淮平原的地貌过渡区地形复杂(图1),同时也是南北气候过渡带,每年5—8月强对流天气频繁发生;而这一地区又是中国人口密集区和粮食主产区,强对流天气所带来的危害不容忽视。因此,深入研究这一区域深对流活动的时空分布特征及其天气意义,对于较全面认识中国地貌过渡区强对流天气的分布和演变规律具有重要参考价值。

地球静止卫星观测资料具有较高时空分辨率,可实现对深对流云的连续监测,能有效地弥补常规观测的不足。20世纪80年代,Maddox(1980)用红

外云顶亮温(T_{BB})阈值 -32 、 -52 °C对美国中部有组织的深对流系统进行了普查和分析。随后,基于静止卫星观测资料,开展了大量有关深对流活动规律和结构特征的研究工作(Velasco, et al, 1987; Augustine, et al, 1991; Miller, et al, 1991; 石定朴等, 1996; 陶祖钰等, 1998; Hall, et al, 1999; Tian, et al, 2005)。陶祖钰等(1998)对中国1995年 α 中尺度对流系统进行研究时发现,中国 α 中尺度对流系统主要集中于华南西部、四川盆地附近及黄河和长江中下游地区,其发生、发展具有明显的地域特征。马禹等(1997)、郑永光等(2004, 2007a, 2007b, 2008, 2010)用静止卫星 T_{BB} 资料对中国深对流活动、组织化深对流系统的分布规律进行了较全面的研究,并指出中国的深对流活动与地形、大气环流等密切相关,不同区域的深对流活动具有不同的月际、候际以及日际变化特征,中国副热带地区的深对流活动存在单峰型和双峰型两类日变化特征;川西高原、云贵高原、浙闽地区等不同地区的深对流活动还具有不同的传播特征,这种深对流活动的传播特征与区域地势分布密切相关。此外,还有一些研究分别针对中国西南—华南、江淮、东北及青藏高原东部的深对流活动进行了研究(李玉兰等, 1989; 谢静芳等, 1995; 费增坪等, 2005; 杨本相等, 2005)。

总体来看,以上多数研究是基于 T_{BB} 阈值分析,虽然低 T_{BB} 区一般可反映高云特征,但不一定完全与强对流、强降水区对应,因此,仅用 T_{BB} 阈值法来研究深对流的活动具有一定的局限性。有些学者(Schmetz, et al, 1997; Kurino, 1997)曾利用静止卫星观测的 T_{BB} 阈值和不同通道亮温差值来识别大气中的深对流云,取得了一些有意义的研究成果,并在随后的研究中得到了较好的应用(Bedka, et al, 2010)。另外,虽然也有一些工作基于地面对流性天气观测资料研究了中国的强对流气候特征(徐桂玉等, 2002; 刘德祥等, 2004),但到目前为止,静止卫星

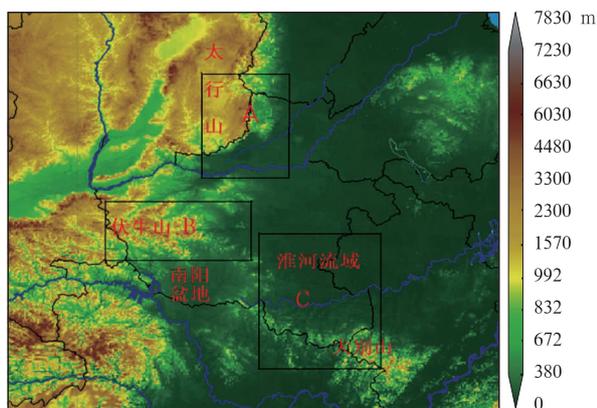


图1 黄淮西部地貌过渡区地形
(A、B、C方框代表豫北、豫西山区和淮河流域)

Fig. 1 Physiognomy transition region of western Huanghuai

(A, B and C boxes represent northern Henan province, the mountainous area of western Henan province and the Huaihe River basin, respectively)

资料结合强对流天气观测资料进行深对流活动的研究尚少。本文采用静止卫星 T_{BB} 阈值和不同通道亮温差值法,结合强对流天气观测资料,对黄淮西部地貌过渡区深对流活动的时空特征及其天气意义进行分析,以弥补该区域深对流活动规律研究的不足。

2 资料与深对流识别

研究使用的是 1996—2010 年的数字静止气象卫星资料,其中,1996—2003 年资料为日本 GMS-5 地球静止气象卫星资料,2005—2010 资料为中国 FY-2C/D 静止气象卫星资料。资料时间分辨率一般为 1 h(部分为 0.5 或 2—3 h),水平分辨率为 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$,有质量问题的资料(例如不能完全覆盖所研究区域,地理定位有误的云图资料等)通过云图动画等方式进行剔除。最终,由于资料质量及缺失问题,1996 年 6—8 月、2003 年 6—8 月、2004 年 5—8 月、2005 年 5 月资料没有用于该项统计分析工作。

深对流识别方法:用红外 1 通道(IR1,中心波长 $11 \mu\text{m}$)、红外 2 通道(IR2,中心波长 $12 \mu\text{m}$)和水汽通道(WV,中心波长 $6.7 \mu\text{m}$)三个通道像元的亮温 $T_{B_{ir1}}$ 、 $T_{B_{ir2}}$ 和 $T_{B_{wv}}$ 进行深对流识别。在 $T_{B_{ir1}} \leq -52^\circ\text{C}$ 的基础上,如果 $T_{B_{ir1}} - T_{B_{wv}} \leq 8^\circ\text{C}$ 且 $T_{B_{ir1}} - T_{B_{ir2}} < 3^\circ\text{C}$,则判定该像元代表深对流(陈国春等,2011)。本文以深对流发生的时次频率作为分析深

对流活动的主要对象,计算方法是统计每一个表征深对流像元出现的时次数,得到的时次数与该像元总观测时次数的比值即为相应像元的深对流发生时次频率(简称深对流频率)。需要说明的是,也有一些研究使用较高一些的 $T_{B_{ir1}}$ 阈值研究对流活动,比如 Maddox(1980)就使用 -32°C 作为第一阈值标准识别中尺度对流系统。 $T_{B_{ir1}} \leq -52^\circ\text{C}$ 作为深对流的识别阈值是比较严苛的,表征的是大气中发展比较旺盛的对流活动,但会遗漏一些弱对流。

强对流天气统计分析使用河南省气候中心整理的 1996—2010 年 5—8 月河南省 108 个国家一般地面气象站(图 2)对流事件(雷暴、冰雹和短时强降水)的观测资料,其中,固态降水直径 $\geq 5 \text{ mm}$ 和雨强 $\geq 20 \text{ mm/h}$ 分别为冰雹和短时强降水统计样本。统计分析范围为河南省,小于深对流频率统计分析区域,但基本涵盖了地貌过渡区。当日观测出现 1 次或以上对流事件时,记为一个对流日。区域、月(日)际变化分析逐站对流日数的年平均,日变化分析国家基本地面气象观测站逐时对流次数的平均值。环流形势分析利用 2000—2010 年 NCEP 再分析资料($1^\circ \times 1^\circ$,每日 4 次)。

3 深对流活动频率和强对流天气的空间分布

1996—2010 年黄淮西部地貌过渡区深对流频率及河南省雷暴、冰雹和短时强降水等对流性天气的地理分布如图 3。

总体来看,过渡区深对流频率(图 3a)表现为自东南向西北逐渐递减的分布特征,淮河流域及其以南地区的深对流频率明显高于西北部。深对流频率 3.0% 等值线的走向与郑景云等(2010)提出的新的亚热带与暖温带的分界线走向基本一致。2.0% 等值线左侧和右侧表现出向西北突出特征,而突出部分正好对应豫西伏牛山区和豫西北太行山区,需要指出的是,豫西和豫西北山区附近的深对流频率虽然低于豫东南部地区,但同周边相比,为一个次高值中心,这可能与地势分布有关。

对应的雷暴、冰雹和短时强降水日数的空间分布(图 3b、c、d)表明,豫西北太行山区、豫西山区和豫南大别山区是雷暴天气高发区,其中,豫西北太行山区雷暴的发生频率与淮河以南雷暴发生频率接

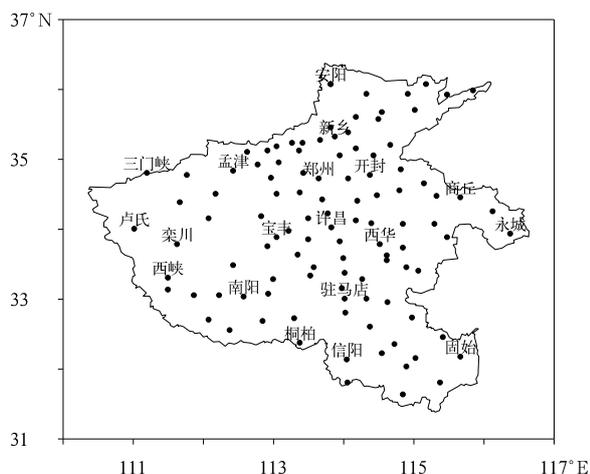


图 2 河南省地面观测站分布

(标注站名的站点为国家基本地面气象观测站)

Fig. 2 Distribution of the meteorological ground stations in Henan Province

(the locations marked with names are national basic observatory stations)

近。淮河流域和南阳盆地是短时强降水的高发区，并表现出随纬度升高而逐渐减小的分布特征。冰雹发生频率比雷暴和短时强降水的发生频率约低 2 个量级，豫西北山区和豫西山区是冰雹出现的高频地区，且具有相似的中心值，其分布特征与雷暴相似，而淮河流域和南阳盆地发生冰雹天气的概率较低，其中，淮河以南基本无冰雹天气发生。

从雷暴和深对流分布来看，豫西北和豫西山区的雷暴发生频次与淮河以南相当，但深对流频率却差别较大，表明豫西北和豫西山区的大多数雷暴活动对流云高度较低，未达到本文的深对流判别标准。此外，深对流频率反映的是多种对流活动的综合分布，由于冰雹天气发生次数相对较少，因此，深对流频率分布不能很好地反映冰雹天气的分布。

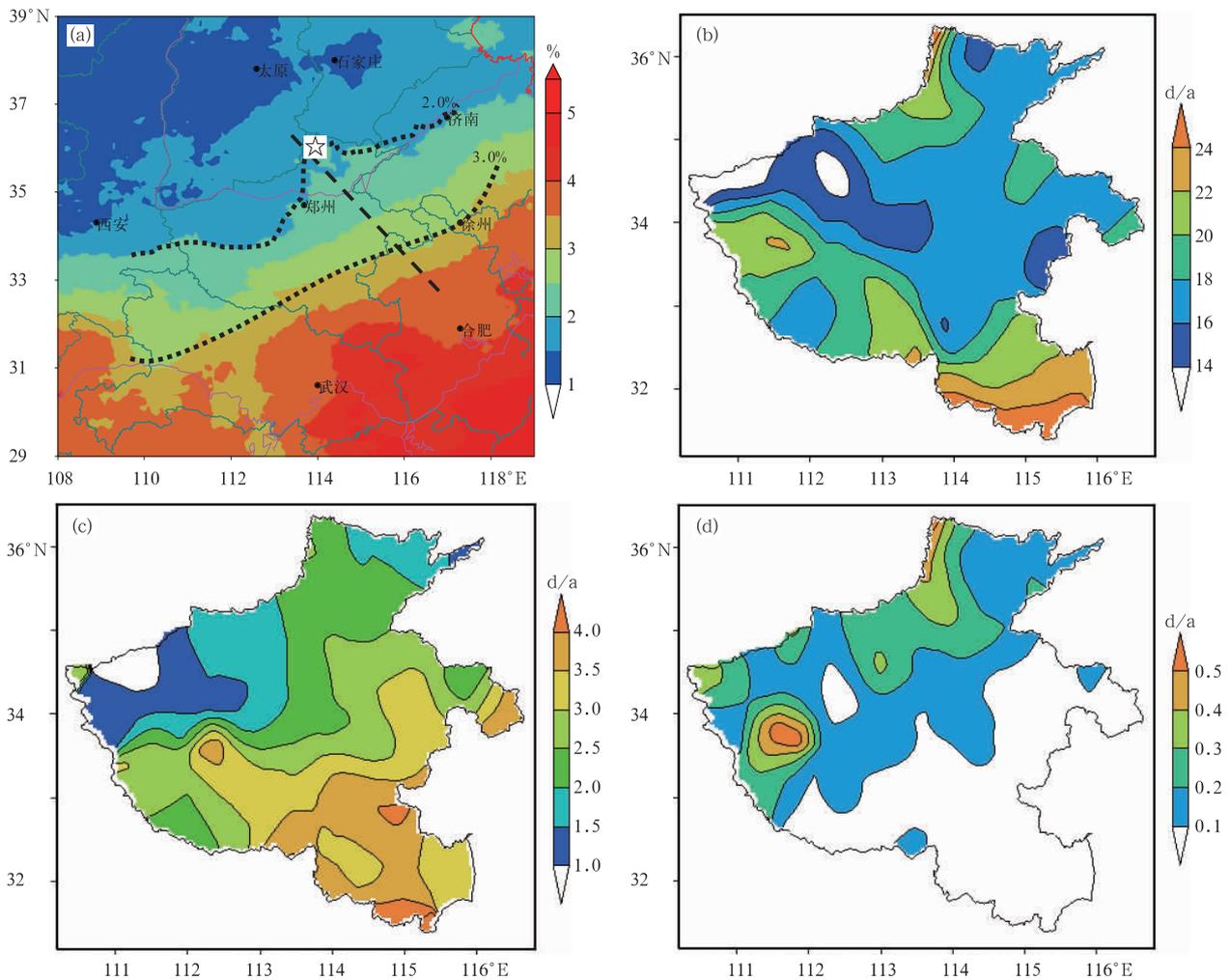


图 3 1996—2010 年 5—8 月黄淮西部地貌过渡区深对流频率及河南省强对流天气的空间分布

(a. 深对流频率, b. 雷暴年平均日数, c. 短时强降水年平均日数, d. 冰雹年平均日数;
粗断线为图 11 时间剖面图位置, ☆指太行山东侧, 虚线分别代表 2.0% 和 3.0%)

Fig. 3 Spatial distribution of deep convection frequency over the physiognomy transition region of western Huanghuai and annual average days of convective weather over Henan Province for May – August during 1996 – 2010

(a. deep convection frequency, b. thunderstorm, c. short-time rainstorm, d. hail; dotted lines represent 2.0% and 3.0% respectively in (a), dark broken lines depict the location of the time profile and ☆ indicated the eastern side of the Taihang mountain)

综上所述,深对流频率分布与短时强降水发生频率的地理分布较为一致,与雷暴发生频率在豫北和豫西山区的分布有差别,与冰雹发生频率的分布差异最大。黄淮西部地貌过渡区的深对流活动空间分布不仅受气候带影响,而且,在一定程度上受地形分布影响。豫西北和豫西山区的深对流活动具有较高的雷暴发生频率,而淮河流域和南阳盆地的深对流活动则较多地反映了雷暴和短时强降水天气的发生状况。

4 深对流活动的月际和日际变化

相关研究(郑永光等,2007b;Laing, et al,2000)表明,对流活动的空间分布与大气环流关系密切,但针对黄淮地区深对流活动的季节内演变,目前尚未见较详细的研究成果。因此,本节将对 500 hPa 环流、对流有效位能(CAPE)及 850 hPa 流场对所研究区域深对流活动的月际变化的影响进行分析。

4.1 不同月份环流形势及深对流活动的空间分布

2000—2010 年 5—8 月 06 时(世界时,下同) 500 hPa 平均位势高度场显示:5 月,5840 gpm 等高线位于南岭附近(图 4a₁);对流有效位能 ≥ 200 J/kg 的高值区位于江南,东北地区为槽区,850 hPa 东北地区有清楚的气旋式环流(图 4a₂),说明该月东北冷涡活跃、中心位置偏南,黄淮地区 500 hPa 受东北冷涡底部西北气流控制,850 hPa 华北南部处于短波槽前西南气流与槽后西北气流所形成的辐合区内。因此,东北冷涡背景是该月的主要环流特征,低层短波槽是影响对流发展的主要天气系统。6 月,副高西伸北抬,5840 gpm 等高线北抬到江南,黄淮东部有一下滑槽(图 4b₁),850 hPa 偏南气流的加强北抬使黄淮地区不稳定能量增加,对流有效位能 ≥ 200 J/kg 的高值区也随之北抬到华北地区,为该地区的对流活动准备了能量条件。同时,华北北部和黄淮南部分别形成冷式、暖式切变线,东北冷涡中心也相应北抬(图 4b₂)。因此,偏南暖湿气流北抬及高层下滑槽活动是该月对流发展的背景形势,其中,黄淮南部的对流发展还与低层暖切变关系密切,这样的形势配置可能是导致北部雷暴、冰雹发生频率高,南部雷暴、短时强降水发生频率高的主要原因。副高 7 月的平均位置较偏北、偏西,5840 gpm 等值

线移至 34°N 附近,黄淮地区受副高外围、中纬度槽前西南气流影响(图 4c₁),低层江淮切变线北抬到黄淮南部,黄淮地区对流有效位能 ≥ 600 J/kg(图 4c₂),有利于该地区对流活动的增加。8 月,5840 gpm 等值线继续北抬到华北南部,但是副高主体减弱东退,与 7 月相比,中纬度槽的深厚程度降低(图 4d₁),但黄淮地区对流不稳定能量仍维持较高水平,对流有效位能的分布与 7 月相似(图 4d₂);此外,黄淮东南部有东风波形成,可见,该月对流活动发生时,较高的不稳定能量和东移低槽是对流活动发生发展的原因,黄淮东部的东风槽也可能对相应地区对流的发展起促进作用。

对黄淮西部地貌过渡区 1996—2010 年 5—8 月逐月深对流频率及河南省雷暴、冰雹和短时强降水发生次数的空间分布(图 5)进行对比分析,结果显示:

5 月,深对流活动相对少,深对流频率最大值为 2.8%,高频区位于淮河以南、豫西北太行山区、豫西山区,黄淮平原的深对流活动相对少。该月强对流天气主要为雷暴和短时强降水,冰雹发生频率较低,其中,豫西北和豫西山区的深对流活动多与雷暴天气对应,淮河以南深对流活动高发区是雷暴、短时强降水的综合反映。

6 月,深对流频率大值区向北扩展,其中,淮河流域及南阳盆地东部的深对流频率 $\geq 3\%$,与该地区短时强降水及雷暴天气发生频率的扩展趋势一致。豫北和豫西山区仍分别对应次高值中心,并略向东南方向扩展,与雷暴和冰雹的扩展趋势相似,说明该月豫北和豫西山区的深对流活动在一定程度上反映了雷暴和冰雹的天气特征,雷暴和冰雹是 6 月豫北和豫西山区应重点关注的灾害性天气,与环流形势的分析结果一致。

7 月,深对流频率明显增大,淮河流域深对流频率 $\geq 4\%$,为 5—8 月的极大值。深对流频率整体呈自东南向西北逐渐递减的分布特征,与 5—8 月的总体分布类似。该阶段,频繁发生的深对流活动主要位于副高边缘的淮河流域,豫北深对流活动的次高频中心消失,豫西三门峡、洛阳两地区的深对流活动相对不活跃。7 月深对流活动的这种分布特征与发生短时强降水和雷暴的空间分布趋势相似,说明该月短时强降水为全区最主要的对流性天气。

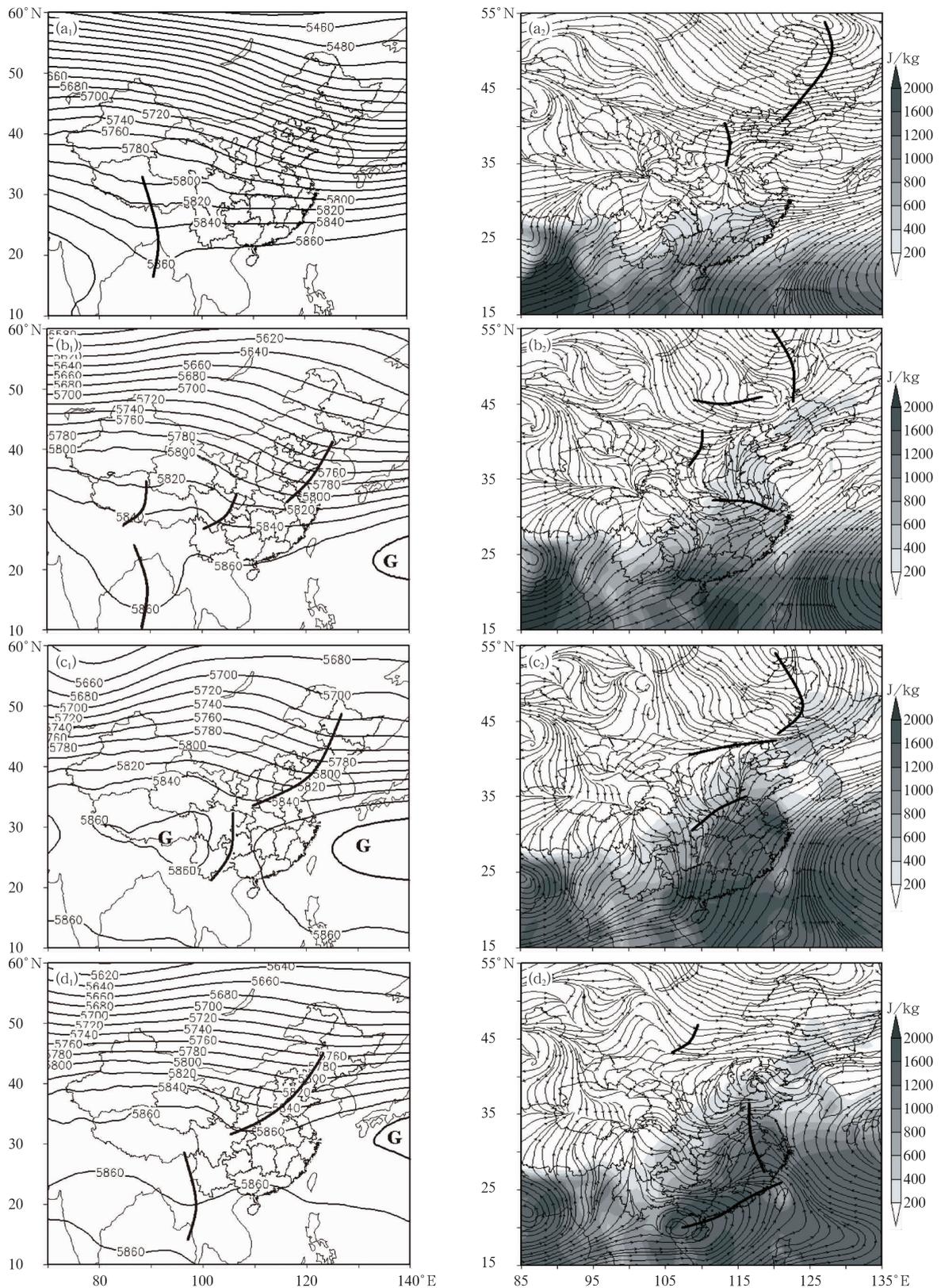


图4 2000—2010年5—8月大气平均环流和对流有效位能特征(粗黑色线为槽或切变线)
 (a₁—d₁. 5—8月500 hPa平均位势高度(单位:gpm), a₂—d₂. 5—8月平均对流有效位能和850 hPa流场(单位:m/s))
 Fig. 4 Average atmospheric circulation and CAPE for May—August during 1996—2010 (Black thick line is for trough or shear lines; a₁—d₁. Average height (unit: gpm) on 500 hPa for May, June, July, and August respectively, a₂—d₂. Average CAPE and stream fields (unit: m/s) on 850 hPa for May, June, July, and August respectively)

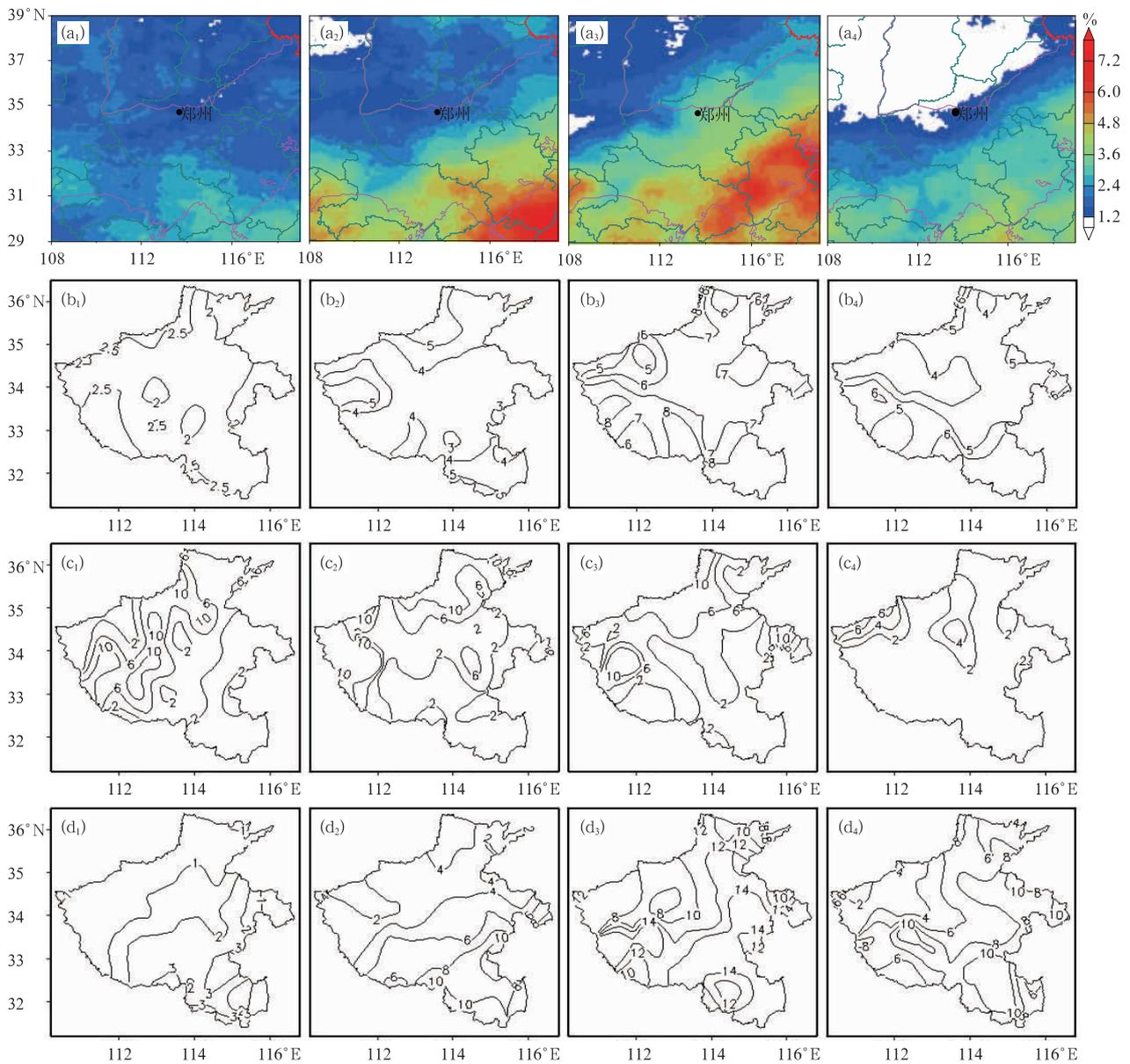


图5 1996—2010年黄淮西部地貌过渡区5—8月逐月深对流频率及河南省对流性天气发生次数的空间分布
 (a₁—a₄、b₁—b₄、c₁—c₄、d₁—d₄. 5—8月深对流频率、发生雷暴、冰雹、短时强降水的次数;
 冰雹和短时强降水月平均次数分别放大100和10倍)

Fig. 5 Average monthly deep convection frequency (a₁ - a₄) over the physiognomy transition region in western Huanghuai and average monthly times of thunderstorm (b₁ - b₄), hail (c₁ - c₄) and short-time rainstorm (d₁ - d₄) for May - August 1996 - 2010 (from left to right: May, June, July, and August, among which monthly average days of hail and short-term rainstorm are enlarged as many as 100 and 10 times, respectively)

8月,深对流活动迅速减弱,≥4%的高频区南退到淮河以南。结合雷暴、短时强降水发生次数的分布来看,虽然8月河南雷暴、短时强降水次数仅次于7月,但深对流频率却低于6月,说明8月的对流活动垂直发展高度较低,部分对流活动的云顶温度

未达到本文深对流识别标准。

综合来看,5—7月黄淮西部地貌过渡区深对流活动高发区的移动趋势和副高的北抬趋势、夏季风的北进趋势基本一致。8月,虽然黄淮地区的位势高度仍较高,不稳定能量也较高,但是由于副高主体

明显向东南退,深对流活动相应减少。可见,黄淮西部5—8月不同月份副高、夏季风的演变趋势、能量分布及天气系统的综合作用不仅影响对流活动频率,而且影响对流天气类别。

4.2 日际变化

为进一步了解深对流活动的活跃期及其周期分布特征,对1996—2010年 112° — 116° E区域范围内深对流频率的日平均值求纬向平均,得到5—8月深对流活动的时间-纬度剖面(图6)。可见这一区间的深对流活动具有显著的北进、南退及间歇性特征,较活跃的深对流活动集中于5月下旬至6月上旬、6月下旬至7月上旬、7月中旬、7月下旬至8月上旬、8月下旬,其中,6、7月深对流活动间歇周期较短,5、8月深对流活动的间歇周期相对较长。综合来看,深对流活动的间歇性周期为5—12 d,与大气中的罗斯贝波周期相近,可见深对流活动的间歇性发展特征是大气长波活动过程的具体反映。

5月上中旬,豫北(34.5° — 36.5° N)深对流相对活跃,其中,4和15日前后是深对流活动的集中阶段,这种分布特征与中纬度地区春末夏初西风带上活跃的短波槽活动对应。5月下旬,豫北深对流活动频率明显降低,豫南深对流活动显著增多,但主要

集中于沿淮及其以南地区。

5月末至8月上旬(5月30日—8月10日)是河南深对流活动的主要时段。豫南深对流活动高发区分布的波动性特征显著,大约有5次波动。波峰依次表现为自南向北推进的特征,在7月27—29日前后达到最北,伸展至沿黄地区。豫中南部深对流活动所表现出的这种波动性和北进南退特征与夏季风、副高周期性变化和季节性北跳和南退密切相关。该时段,豫北的深对流活动显著低于南部区域,分布较分散,其中,5月30日—6月30日,华北地区由于受冷涡天气系统影响深对流活动高频区向南伸展,直接影响到豫北地区。

8月中下旬深对流活动较前期明显减少,豫北深对流活动频率是5—8月最低的,中南部地区的深对流活动减少也较明显,但8月下旬又出现一个深对流活动相对活跃期,这与高不稳定能量条件下比较活跃的热对流有关。后文中8月深对流活动的日变化特征能更清楚地说明这一特征。

5 深对流活动的日变化特征

5.1 深对流活动的整体日变化及天气意义

静止气象卫星资料的可靠性、地理完整性、稳定

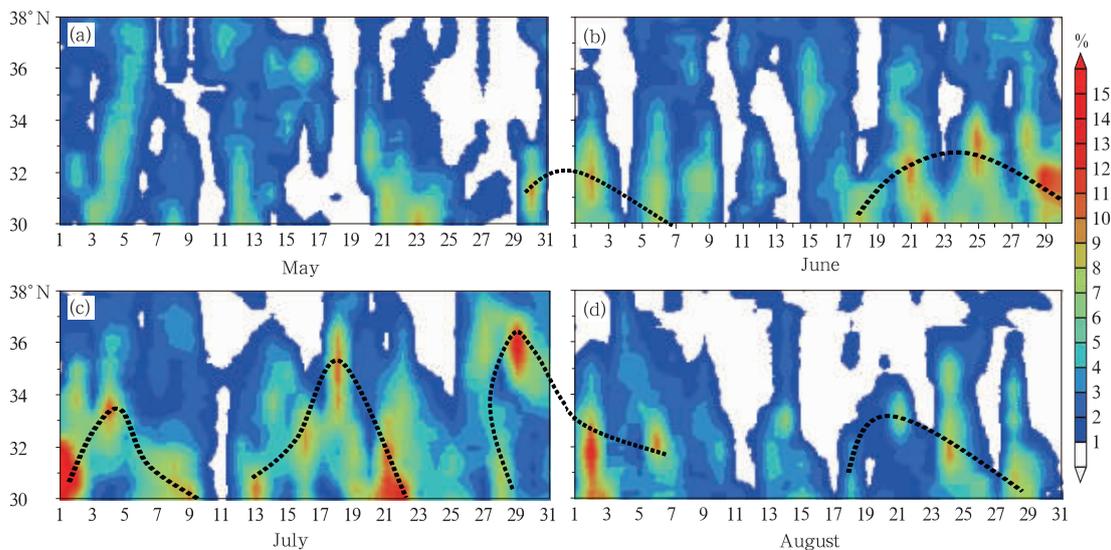


图6 1996—2010年黄淮西部地貌过渡区(112° — 116° E)5—8月(a—d)

深对流活动频率纬向平均的日际变化

(黑虚线标明深对流活动的日际变化周期)

Fig. 6 Diurnal variations of deep convection frequency along the averaged zonal (112° — 116° E) across physiognomy transition region in western Huanghuai for May—August (a—d) 1996—2010 (black dotted lines show the diurnal variations of deep convective activities)

性和较高时空分辨率使得分析深对流活动的日变化成为可能。

图 7a 给出了涵盖河南省 (31°—37°N, 110°—117°E) 的深对流频率日变化曲线: 该区域深对流活动的日变化以单峰结构为主, 深对流活动频率在 04 时后迅速升高, 峰值出现在 09 时; 日落后深对流活动减少, 午夜后日变化曲线较平缓; 但在 17 时出现一个弱的次峰值, 这是淮河流域深对流活动的反映。需要指出的是, 该区域深对流活动在任一时次都具有一定的发生频率, 表明影响该区域的深对流活动的因素不仅仅是地形和太阳短波辐射, 天气系统(副高、梅雨锋等)也是影响对流活动的重要因素。

相应的河南省雷暴、冰雹、短时强降水的日变化分布(图 7b、c、d) 显示, 雷暴和冰雹表现为单峰结构, 短时强降水却表现为近似的双峰值结构, 双峰值分别出现在午后和凌晨。因此, 午后深对流频率的峰值是所有强对流天气的综合体现, 但 17 时前后出现的次峰值主要表征的是短时强降水天气的日变化

特征(即夜雨)。

夜间短时强降水虽然频次较高, 但深对流频率较低(低于下午), 这表明夜间产生短时强降水的深对流云顶温度显著高于下午, 进而说明夜间对流活动的垂直伸展高度低于下午。同时, 夜间高频次的短时强降水对应较低的雷暴发生频率, 也表明夜间的对流活动由于垂直伸展高度较低, 对流系统内的雷电活动也较弱。而夜间短时强降水出现频次较高的原因可能与强降水多受持续时间较长的大尺度天气系统影响有关, 此外, 天气系统的日变化, 如江淮切变线夜间加强也会使该时段的短时强降水出现频率增加。

图 8 给出了豫北 (36. 7°—34. 9°N, 112. 6°—114. 4°E)、豫西山区 (34. 2°—33. 0°N, 110. 5°—113. 5°E) 以及淮河流域 (33. 5°—31. 0°N, 113. 7°—116. 3°E) (位置见图 3) 深对流活动频率的日变化特征: 豫北和豫西山区的深对流活动频率的日变化总体表现为单峰结构特征, 豫北峰值出现在 09 时前后,

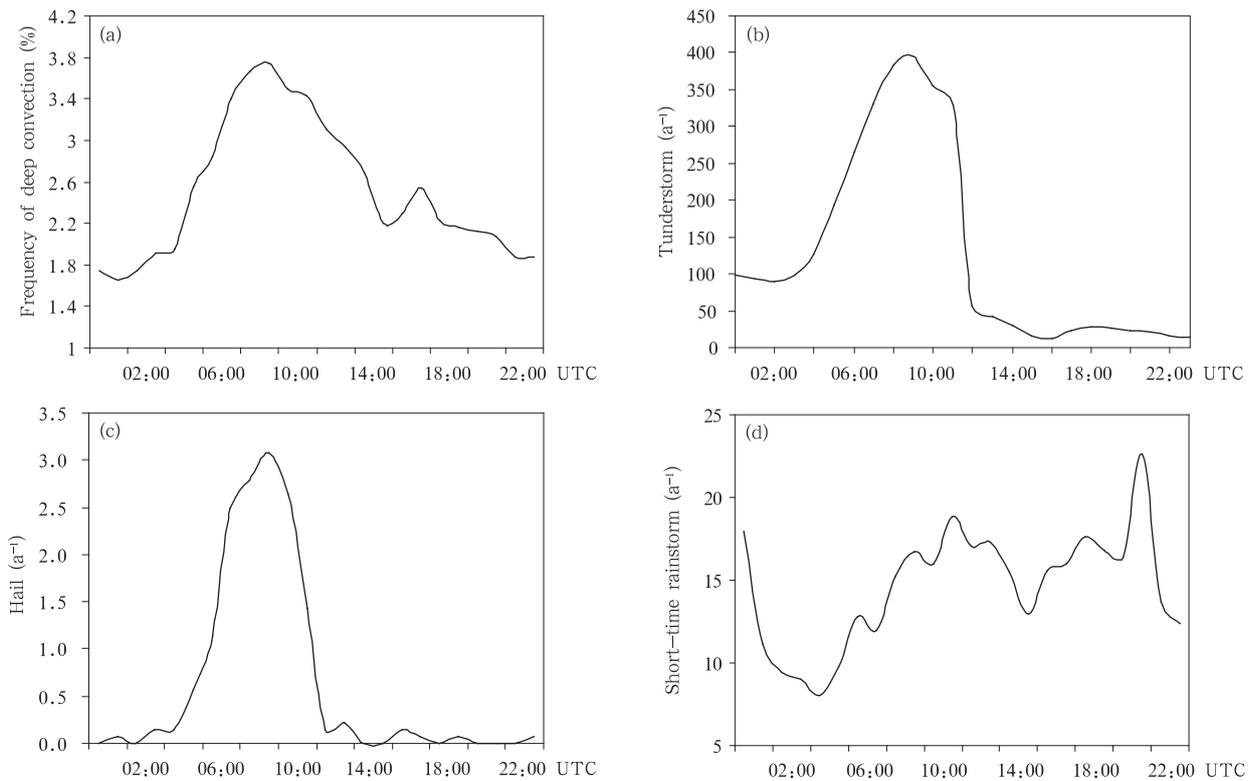


图 7 深对流频率区域(31°—37°N, 110°—117°E)平均(a)及河南省雷暴(b)、冰雹(c)、短时强降水(d)的日变化特征

Fig. 7 (a) Diurnal variations of the regional averaged frequency of deep convection (31° - 37°N, 110° - 117°E); (b), (c) and (d) Diurnal variations of the annual average occurrences of thunderstorm, hail, and short-time rainstorm of Henan province, respectively

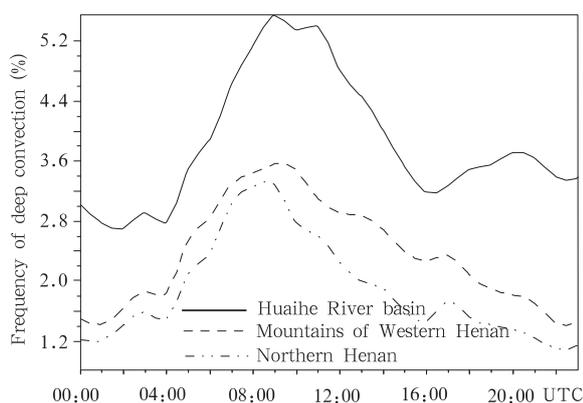


图8 1996—2010年5—8月豫北、豫西山区及淮河流域深对流活动日变化

Fig. 8 Daily variations of deep convection frequency over northern Henan province, mountains of western Henan province and the Huaihe River basin for May - August 1996 - 2010

豫西峰值出现在09—10时。这种深对流活动的日变化特征表明,该区域的对流活动主要是雷暴、冰雹天气及较少短时强降水天气。淮河流域深对流活动表现为双峰结构特征,主峰出现在08—11时,次峰位于21时前后。这与该区域比较活跃的雷暴和短时强降水天气分布(图3)一致。

从深对流活动的持续时间来看,豫北的峰值区间最窄,说明深对流活动的时间比较集中,对流活动持续时间短,以尺度较小的热对流为主;淮河流域的对流活动峰值区间比较宽,说明对流活动持续时间较长,表明该区域不仅有活跃的热对流,还有受大尺度天气系统控制的尺度较大、持续时间较长的对流天气,豫西山区的对流活动持续时间介于两者之间,表明该区域是一个不同性质对流活动的过渡区域。

5.2 深对流活动的发展和传播

为了进一步展示整个区域深对流活动的发展特征,图9给出了一天中早晨、午后、傍晚、午夜4个不同时刻(00、06、12、18时)深对流频率的分布。

00时江淮南部的深对流频率相对高,为3%—4.5%,而河南省大部分地区深对流频率 $\leq 3\%$,深对流活动不活跃。06时是下午时段的开始,江淮深对流活动高频区表现出明显向西北方向扩展的趋势,华北和豫西山区的深对流活动显著发展,其中,山西东南部与河南西北部交界处(太行山区)形成一深对

流高发中心。12时代表夜晚的开始,虽然豫西山区的深对流频率降低,但淮河流域和南阳盆地的深对流频率继续加大并向西北扩展,其中,淮河以南的深对流频率 $\geq 5\%$,深对流频率 $\geq 3\%$ 的范围达到4个时次中的最大。值得关注的是06—12时,太行山区的深对流活动中心从山西东南部移至河南新乡和郑州附近,可能与对流活动的东南向传播有关。18时为深夜时段的代表时刻,豫西山区成为深对流活动的低发中心,淮河流域的深对流频率也明显减小,深对流活动总体减弱。

可见,豫西山区的深对流活动具有午后迅速发展,日落后减弱的特征。豫北深对流活动不仅表现出午后发展、日落后减弱的特征,而且,午后至前半夜还表现出自西北向东南传播的特征。淮河流域的深对流活动具有午后发展、前半夜仍维持较高水平、后半夜减弱的特征,对应了前面关于该地区傍晚前后对流出现概率仍维持较高水平的分析,也从另一角度印证了夜间虽然短时强降水出现概率较高、但对流高度相对低、雷暴天气相对少的现象。因此,河南及邻近区域深对流活动的这种日变化特征说明该区域的深对流活动不仅受地形和太阳短波辐射的影响,而且与天气系统的活动及日变化规律有关。

不同月份深对流日变化特征有所不同(郑永光等,2004,2007a)。在 30° — 38° N范围内对 113° — 116° E区间内逐月(5—8月)的深对流日变化频率取纬向平均(图10)。

5月,深对流频率最低。深对流主要有两个发生源地,一个在华北南部,另一个在沿淮及其以南地区。北部的强对流在02时开始发展,随后向南传播,06—08时在 35.8° N附近发展为最强,其向南传播的特征和进入豫北平原地区再次发展加强的特征与豫北地区深对流活动的整体日变化特征一致。南部深对流活动表现出阶段性特征:第1个发展阶段在02—10时,具有自南向北传播的特性,主要影响 34.5° N以南地区;第2个发展阶段在12—18时,主要影响 32.5° N以南的地区。需要指出的是,5月的深对流主要活跃时段不同于6—8月,不是在下午。这可能表明5月的深对流活动主要受天气系统影响所致,下午发展的热对流并不是该月的主要对流活动。这种深对流活动日变化特征尚需更多相关资料进一步细致分析。

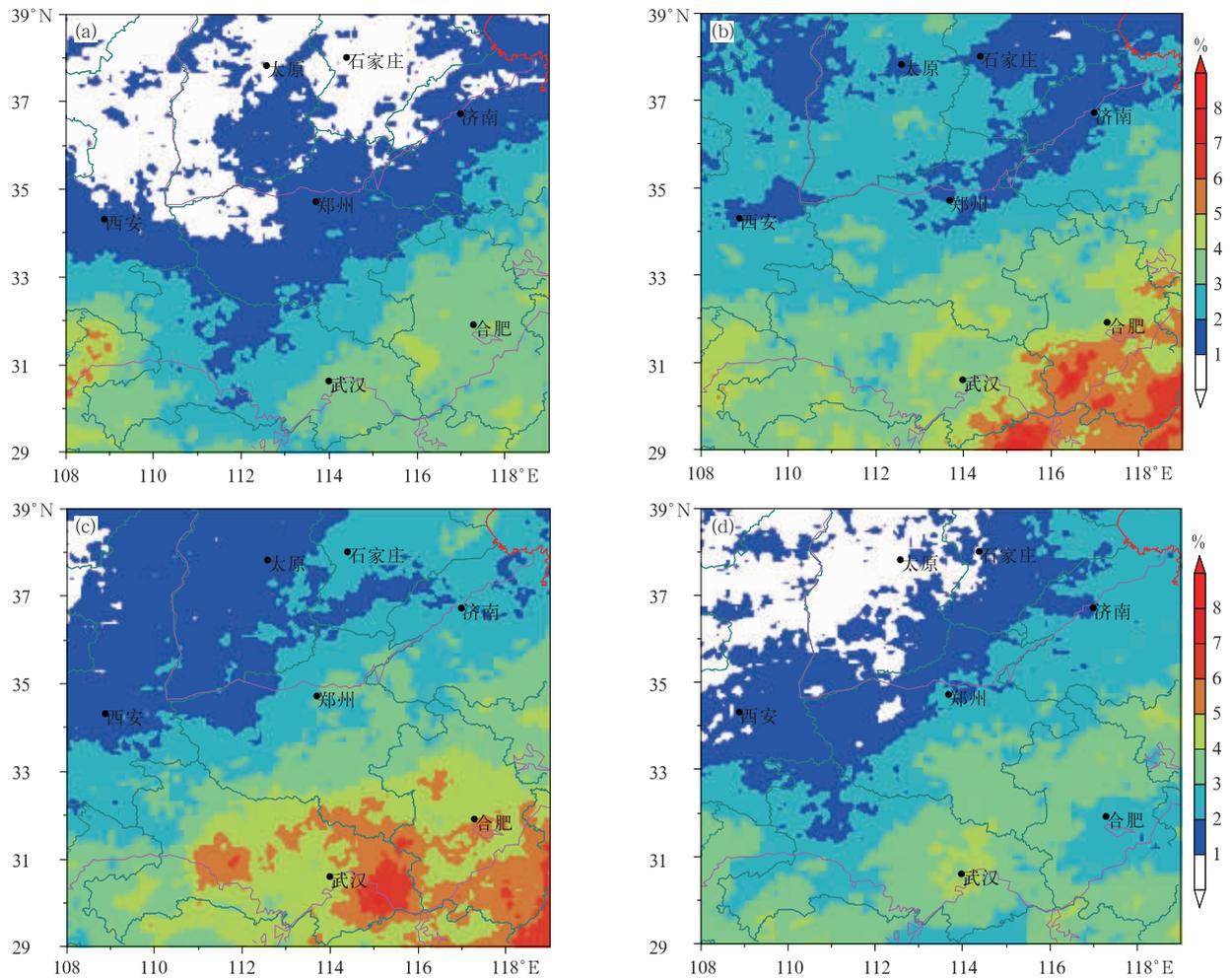


图9 1996—2010年5—8月黄淮西部地貌过渡区典型时刻深对流频率分布
(a. 00时, b. 06时, c. 12时, d. 18时)

Fig.9 Distribution of deep convection frequency at 00:00 UTC (a), 06:00 UTC (b), 12:00 UTC(c), and 18:00 UTC (d) respectively across the physiognomy transition region in western Huanghuai for May - August 1996 - 2010

6月,深对流频率显著升高。与5月相比,豫北的深对流活动频率和持续时间有所增加,主要活跃时段为下午到傍晚,本地发展特征明显,说明局地发展的热对流增多;同时,还显示出向南传播的特征。豫南的深对流活动明显增多,显示出显著的双峰型特征。第1个深对流活跃时段在09—10时,第2个深对流活跃时段在17时—次日01时。对比雷暴和短时强降水的日变化特征,表明该月豫北主要为热对流,对应的是雷暴和冰雹天气;豫南的主要对流活动为雷暴和短时强降水天气,是梅雨锋降水的具体反映。

7月,深对流频率进一步升高。豫北深对流活

跃时段较6月有所推迟,主要集中在09—13时,也显示有向南传播的特征。豫南深对流活动的双峰型特征有所减弱,第1个活跃时段为06—14时,在10—12时达到最强;第2个深对流活跃时段不太显著,在20时前后。值得注意的是,豫南的深对流活动区向北伸展,豫北的深对流活动区向南伸展,在河南中部呈现出双峰型特征,是夏季风和副高向北推进的具体反映。这种日变化特征表明,7月既有比较活跃的热对流,因此,雷暴较多;也有较活跃的短时强降水天气,呈现出一定的夜发性特征,与在季风推动下江淮雨带的北抬关系密切。

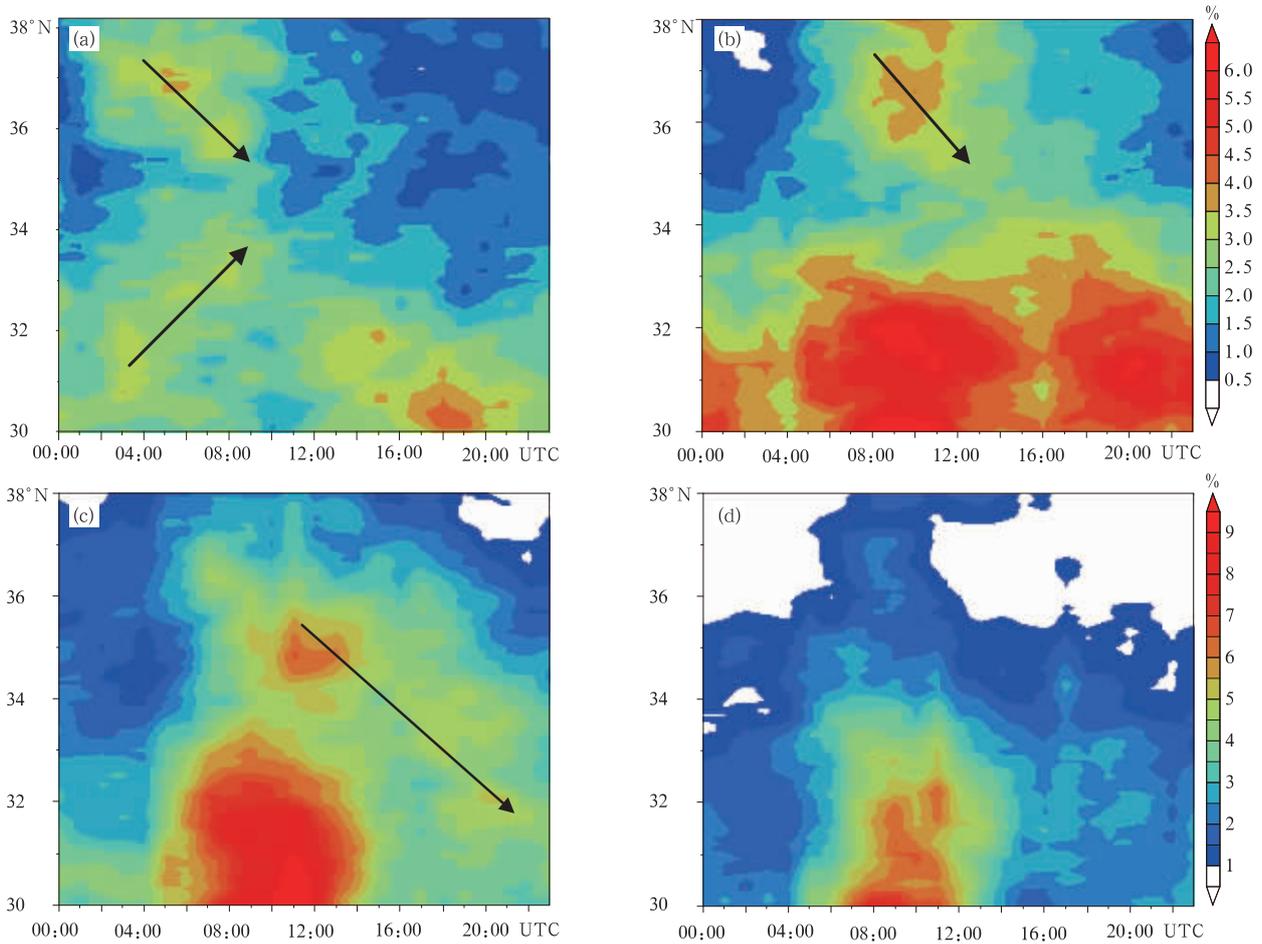


图 10 1996—2010 年 113°—116°E 深对流频率纬向平均的日变化(箭头指示深对流传播方向)
(a. 5 月, b. 6 月, c. 7 月, d. 8 月)

Fig. 10 Averaged diurnal variations of deep convection frequency across 113°—116°E in
(a) May, (b) June, (c) July and (d) August (Arrows indicate the spread of deep convection)

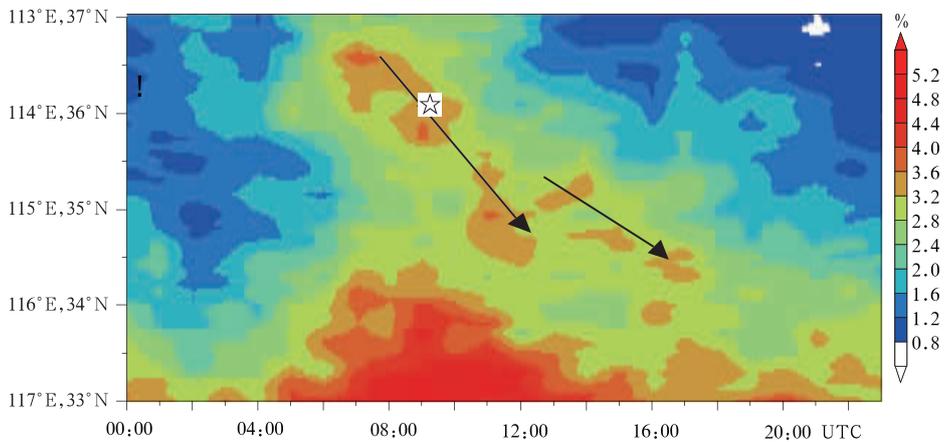


图 11 1996—2010 年深对流频率沿直线((37°N, 113°E)—(33°N, 117°E))的时间演变
(黑色虚箭头指示深对流活动的传播方向, ☆指示太行山东侧)

Fig. 11 Temporal evolution of deep convection frequency along the
straight line according to the line in Fig. 3a
(dotted black arrows show the propagation of high-frequency zones of
deep convection; ☆ marks the eastern side of the Taihang mountains)

8月,豫北的深对流活动发生频率明显减少;豫南的深对流活动也有所减少,活跃区间变窄,主要为单峰型特征,活跃时段在06—12时。这表明8月该区域在副高控制下,对流活动主要以热对流为主。

可见,由于不同月份影响河南的天气系统不同,河南的两个深对流活跃中心(豫北和淮河流域)的深对流日变化和传播特征也具有显著的月际变化特点,其对应的对流天气也显著不同。

为了进一步说明豫北至豫东深对流活动的传播特征,图11给出了深对流活动沿西北至东南($37^{\circ}\text{N}, 113^{\circ}\text{E}$)—($33^{\circ}\text{N}, 117^{\circ}\text{E}$),位置见图3a)方向直线的日变化演变:强对流活动午后在山西省南部山区开始发展,06时达最活跃;随后向东南方向传播,翻越太行山到达太行山东侧的背风坡处时有所减弱;09时在豫北平原再次发展,深对流频率再次达到峰值;经过黄河(35°N 附近)上空时明显减弱,11时前后进入河南省东部的开封、商丘境内再次加强。图11还表明,13时前后,商丘附近也是一个深对流活动的发生源地,该地区发展的深对流活动同样具有向东南方向传播的特征,午夜前影响安徽北部,凌晨减弱。这种现象与河南省大风冰雹类强对流天气的发展演变比较一致,例如2009年6月3日的强飚线过程(孙虎林等,2011)。

图11所表现出来的深对流传播特征,一方面可能与低空暖湿的西南气流水汽供应使深对流系统前方不断有单体新生有关,另一方面还可能与初夏华北南部、黄淮北部频繁受下滑槽影响有关。此外,对流单体随副高北侧西风带天气系统东移的影响也势必会在气候统计的时间剖面图上有所反映。

6 结论和讨论

基于静止气象卫星多通道云顶红外亮温资料识别的深对流分布,综合地面观测的雷暴、冰雹、短时强降水分布,研究了黄淮西部地貌过渡区深对流活动的时空分布特征及其天气意义,获取了该区域对流活动分布的主要影响因素是气候带和大气环流,地势分布是另一重要影响因子等主要结论,具体如下:

(1) 黄淮西部地貌过渡区深对流频率分布与短时强降水的地理分布较为一致,与雷暴日数在豫北

和豫西山区分布有差别,与冰雹日数的分布差异最大。黄淮西部地貌过渡区的深对流活动空间分布不仅受气候带影响,而且,在一定程度上受地势分布影响。豫西北和豫西山区的深对流活动具有较高的雷暴发生频率,而淮河流域和南阳盆地的深对流活动则较多地反映了短时强降水天气的发生状况。

(2) 6—7月深对流活动较活跃,8月次之,5月不活跃。日际变化不仅表明深对流活动具有显著的波动性和北进南退特征,也给出了主要的深对流活跃时段。黄淮西部地貌过渡区不同月份深对流分布随大气环流和季风的演变而不同,深对流活动高发区的移动趋势和副高的北抬趋势、夏季风的北进趋势基本一致。8月,副高虽然继续北抬,但由于其深入大陆,中纬度地区动力条件有所减弱,因此深对流发展也明显减弱。

(3) 不同地区深对流活动的日变化特征不同。豫北深对流日变化为单峰型,对流活动持续时间短,以热对流为主,主要产生雷暴和冰雹天气;沿淮及其以南地区深对流日变化为双峰型,对流活动持续时间较长,该区域不仅有活跃的热对流,还有受大尺度天气系统控制的持续性对流天气,主要产生雷暴和短时强降水天气。

(4) 双峰型深对流日变化特征表明夜间深对流和雷暴频率显著低于下午,但夜间短时强降水频次甚至高于下午。这表明夜间产生短时强降水的深对流云顶温度显著高于下午,其发展的垂直尺度小于下午,对流系统内的雷电活动也弱于下午。

(5) 由于不同月份影响黄淮西部天气系统不同,不同月份的深对流活动日变化特征也显著不同,表明具有两种性质的对流活动。5月的深对流活动可能主要由天气系统决定;6—7月既有活跃的热对流,也有受大尺度天气系统控制的持续性对流;8月,深对流活动主要为副高内的热对流。

(6) 豫北深对流活动表现出向东南方向的传播特征,传播过程中对流活动会出现间断性的减弱和加强,与河南省许多较典型的强对流天气的发展演变趋势比较一致。

参考文献

- 陈国春,郑永光,肖天贵. 2011. 我国暖季深对流云分布与日变化特征分析. 气象, 37(1): 75-84

- 费增坪, 郑永光, 王洪庆. 2005. 2003年淮河大水期间 MCS 的普查分析. 气象, 31(12): 18-22
- 李玉兰, 王倩熔, 郑新江等. 1989. 我国西南—华南地区中尺度对流复合体(MCC)的研究. 大气科学, 13(4): 415-422
- 刘德祥, 白虎志, 董安祥. 2004. 中国西北地区冰雹的气候特征及异常研究. 高原气象, 23(6): 795-803
- 马禹, 王旭, 陶祖钰. 1997. 中国及其邻近地区中尺度对流系统的普查和时空分布特征. 自然科学进展, 7(6): 701-706
- 石定朴, 朱文琴, 王洪庆等. 1996. 中尺度对流系统红外云图云顶黑体温度的分析. 气象学报, 54(5): 600-611
- 孙虎林, 罗亚丽, 张人禾等. 2011. 2009年6月3—4日黄淮地区强飊线成熟阶段特征分析. 大气科学, 35(1): 105-120
- 陶祖钰, 王洪庆, 王旭等. 1998. 1995年中国的中- α 尺度对流系统. 气象学报, 56(2): 166-177
- 徐桂玉, 杨修群. 2002. 中国南方冰雹气候特征的三维 EOF 分析. 热带气象学报, 8(4): 383-392
- 谢静芳, 王晓明. 1995. 东北地区中尺度对流复合体的卫星云图特征. 气象, 21(5): 41-44
- 杨本相, 陶祖钰. 2005. 青藏高原东南部 MCC 的地域特点分析. 气象学报, 63(2): 236-242
- 郑景云, 尹云鹤, 李炳元. 2010. 中国气候区划新方案. 地理学报, 65(1): 3-12
- 郑永光, 朱佩君, 陈敏等. 2004. 1993—1996 黄海及其周边地区 MaCS 的普查分析. 北京大学学报(自然科学版), 40(1): 66-72
- 郑永光, 陈炯, 陈明轩等. 2007a. 北京及周边地区5—8月红外云图亮温的统计学特征及其天气学意义. 科学通报, 52(14): 1700-1706
- 郑永光, 张春喜, 陈炯等. 2007b. 用 NCEP 资料分析华北暖季对流性天气的气候背景. 北京大学学报(自然科学版), 43(5): 600-609
- 郑永光, 陈炯, 朱佩君. 2008. 中国及周边地区夏季中尺度对流系统分布及其日变化特征. 科学通报, 53(4): 471-481
- 郑永光, 王颖, 寿绍文. 2010. 我国副热带地区夏季深对流活动气候分布特征. 北京大学学报(自然科学版), 46(5): 793-804
- Augustine J A, Howard K W. 1991. Mesoscale convective complexes over the United States during 1986 and 1987. Mon Wea Rev, 119(7): 1575-1589
- Bedka K M, Brunner J, Dworak R, et al. 2010. Objective satellite-based detection of overshooting tops using infrared window channel brightness temperature gradients. J Appl Meteor, 49(2): 181-202
- Hall T J, Vonder H, Thomas H. 1999. The diurnal cycle of West Pacific deep convection and its relation to the spatial and temporal variation of tropical MCSs. J Atmos Sci, 56(19): 3401-3415
- Kurino T. 1997. A satellite infrared technique for estimating “deep/shallow” precipitation. Adv Space Res, 19(3): 511-514
- Laing A G, Fritsch J M. 2000. The large-scale environments of the global populations of mesoscale convective complexes. Mon Wea Rev, 128(8): 2756-2776
- Maddox R A. 1980. Mesoscale convective complexes. Bull Amer Meteor Soc, 61: 1374-1387
- Miller D, Fritsch J M. 1991. Mesoscale convective complexes in the western Pacific region. Mon Wea Rev, 119(12): 2978-2992
- Schmetz J, Tjemkes S A, Gube M, et al. 1997. Monitoring deep convection and convective overshooting with meteosat. Adv Space Res, 19(3): 433-441
- Tian B J, Held I M, Lau N C, et al. 2005. Diurnal cycle of summertime deep convection over North America: A satellite perspective. J Geophys Res, 110 (D08108), doi: 10. 1029/2004JD005275
- Velasco I, Fritsch J M. 1987. Mesoscale convective complexes in the Americas. J Geophys Res, 92(D8): 9591-9613