

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

# 我国暖季深对流云分布与日变化特征分析<sup>\*</sup>

陈国春<sup>1,2</sup> 郑永光<sup>2</sup> 肖天贵<sup>1</sup>

<sup>1</sup> 成都信息工程学院, 成都 610225

<sup>2</sup> 国家气象中心, 北京 100081

**提 要:** 本文利用 1996—2008 年近 12 年 3—10 月(无 2004 年资料, 部分时段资料缺失)的地球静止卫星逐时多通道(红外 1、红外 2 和水汽通道)数字云图资料给出了我国及周边地区暖季深对流云时空演变特征, 并对比分析了相关文献中的雷暴日数分布及低轨卫星观测的闪电密度分布。本文以  $T_{B_{ir1}}(\text{红外 1 通道亮温}) \leq -52 \text{ }^\circ\text{C}$ 、 $T_{B_{ir1}} - T_{B_{ir2}}(\text{红外 2 通道亮温}) < 3 \text{ K}$ 、 $T_{B_{ir1}} - T_{B_{wv}}(\text{水汽通道亮温}) \leq 8 \text{ K}$  来识别深对流云。分析结果表明: 我国暖季有 4 个深对流云活跃区域, 分别为青藏高原中东部、华南和云贵高原东北部、新疆伊犁河谷及周边区域、浙闽赣大部分区域; 总体来看深对流云夏季(6—8 月)最活跃, 春季(3—5 月)次之, 秋季(9—10 月)最不活跃; 不同季节深对流云地理分布特征显著不同; 不同季节、不同地区的深对流云日变化特征具有明显差异, 秋季日变化最不显著; 由于春季日落时间早于夏季, 一般说来深对流云日变化主峰时段春季早于夏季; 青藏高原中东部、两广丘陵与浙闽丘陵地区深对流云都为单峰型日变化; 四川盆地深对流云具有显著的夜发性特征; 江淮地区春夏季节深对流云日变化都为双峰型, 这可能与该区域较多  $M\alpha CS$  密切相关; 青藏高原中东部热对流比较活跃; 夏季两广丘陵、四川盆地和江淮地区不仅热对流活动频繁, 其他天气系统(比如台风、梅雨锋等)触发和维持的对流活动也非常活跃。

**关键词:** 深对流云, 时空分布, 季节变化, 日变化

## Distribution and Spatiotemporal Variations of Deep Convective Clouds over China During the Warm Season

CHEN Guochun<sup>1,2</sup> ZHENG Yongguang<sup>2</sup> XIAO Tianguai<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

<sup>2</sup> National Meteorological Center, Beijing 100081

**Abstract:** Based on the nearly-twelve-year hourly geostationary satellite multi-channel (IR1, IR2 and water vapor channels) digital infrared image dataset, the distribution and spatiotemporal variations of deep convective clouds over China and its vicinity during the warm season (March—October) from 1996 to 2008 (lacking 2004 data, part data missing) are analyzed, and comparative analysis is conducted on the distribution of thunderstorm days and the density distribution of lightning obtained from low-orbit satellites. In this paper,  $T_{B_{ir1}} \leq -52 \text{ }^\circ\text{C}$  (Infrared 1-channel brightness temperature),  $T_{B_{ir1}} - T_{B_{ir2}} < 3 \text{ K}$  (Infrared 2-channel brightness temperature), and  $T_{B_{ir1}} - T_{B_{wv}} \leq 8 \text{ K}$  (water vapor channel brightness temperature) are used to identify the deep convective clouds. The results show that: There are four active regions of deep convective clouds during the warm season, i. e., the middle-east of Qinghai-Tibetan Plateau, South China and Northeast of Yunnan-Guizhou Plateau, Xinjiang Ili River Valley and its surrounding area, and the most parts of Zhejiang-Fujian-Jiangxi regions; Overall, deep convective clouds over summer (June—August) are the most active; in spring (March—May) followed by; the autumn (September—October) are the least; The geographical distribution of deep convective clouds in different seasons is significantly

\* 公益性行业(气象)科研专项(GYHY200906003, GYHY200906004), 国家自然科学基金项目 40875019 共同资助

2009 年 11 月 25 日收稿; 2010 年 5 月 5 日收修定稿

第一作者: 陈国春, 主要进行中尺度对流系统研究. 通讯作者: 郑永光, zhengyg@cma.gov.cn

different; The feature of diurnal variations of deep convective clouds has a significantly difference in different seasons and regions; Autumn diurnal variation is the least significant; As spring sunset time is earlier than the summer, in general, the diurnal variation of deep convective clouds in the spring is earlier than the summer peak hours; Deep convective clouds in the middle-east of Qinghai-Tibetan Plateau, Guangdong and Guangxi hills and the Zhejiang and Fujian hilly regions are of the single peak diurnal variation; At Sichuan Basin, the deep convective clouds often have nocturnal occurrence; In spring and summer, the diurnal variations of deep convective clouds are of bimodal type in Jianghuai region, which may be related to the region more closely related to  $M_{\alpha}CS$ ; Thermal convections in the eastern part of Qinghai-Tibetan Plateau are active; In Guangdong and Guangxi hills, Sichuan Basin, and Jianghuai region it is not only very active heat convection, but other weather systems (such as typhoons, Meiyu front, etc.) to trigger and maintain the convection are also very active in summer.

**Key words:** deep convective clouds, distribution, seasonal variations, diurnal variations,  $M_{\alpha}CS$

## 引 言

深对流一般是指垂直尺度接近或超过 10 km 的对流活动。中尺度对流系统(Mesoscale Convective Systems, 简称 MCS)是组织化深对流云形成的、具有传播特征的深对流天气系统,其尺度远大于雷暴单体,在中高层常有大片层状云砧,因此 MCS 和深对流云具有非常密切的联系。MCS 是我国暖季导致灾害性天气的重要天气系统。

近年来国内外一些学者利用 TBB 资料、卫星云图资料等分析了 MCS、深对流活动的地理分布、时间演变特征、对流系统的传播与日变化特征等,取得不少研究成果,如 Machado et al<sup>[1]</sup>、马禹等<sup>[2]</sup>、Morel 和 Senesi<sup>[3]</sup>、郑永光等<sup>[4]</sup>等。早期国外 MCS 研究的重点是 MCC<sup>[5]</sup>(中尺度对流复合体,一种特殊的 MCS)普查及其发生的环境条件上,我国对 MCS 的研究则着重于个例分析与区域性时空分布特征的研究,例如:李玉兰等<sup>[6]</sup>、段旭等<sup>[7]</sup>。马禹等<sup>[2]</sup>用 3 年夏季的 GMS 卫星红外云图数值资料就中国范围内的普查结果,给出了中国及其周边区域夏季  $M_{\alpha}CS$  和  $M_{\beta}CS$ (短轴  $\geq 100$  km)的时空分布特征。郑永光等<sup>[4]</sup>利用 1996—2006 年(无 2004 年)10 年 6—8 月地球静止卫星高分辨率逐时红外亮温资料对中国及周边地区夏季中尺度对流系统活动进行了统计分析,展示了该区域夏季对流活动时空分布的基本气候特征。近年来,也有较多气象工作者利用常规观测资料或者闪电等资料给出了不同区域的对流活动分布特征,比如廖晓农等给出了北京地区雷暴大风的气候分布特征<sup>[8]</sup>;王颖等利用闪电资料给

出了 2007 年夏季(6—8 月)我国长江流域及其周边地区( $25^{\circ}\sim 38^{\circ}N$ 、 $100^{\circ}\sim 122^{\circ}E$ ,不包括甘肃、山东)闪电分布与日变化特征<sup>[9]</sup>;雷正翠等给出了常州的雷暴气候特点及多普勒雷达回波特征<sup>[10]</sup>。

国内对 MCS 和对流活动的研究多集中于夏季<sup>[11-13]</sup>,较少研究春秋季节的 MCS 和对流活动的时空分布。春秋季节大气斜压性较强,由深对流导致的灾害性天气也较多,例如 2008 年 4 月 8 日湖北发生特大暴雨和冰雹等灾害性天气;2008 年 10 月 7 日新疆沙县遭遇罕见冰雹,最大冰雹直径超过 10 mm,持续时间长达半小时。

针对目前春秋季节深对流云时空分布研究较少的现状,本文使用长时间序列静止卫星多红外通道数字资料研究我国及周边地区暖季(3—10 月)深对流云的分布状况,以给出不同季节深对流云时空分布特征和不同区域不同季节深对流云的日变化特征,来弥补以前 MCS 和对流活动研究的不足。

## 1 资料与方法

本文所用资料主要为地球静止卫星数字红外云图资料,还使用了闪电资料以及雷暴日分布资料进行对比分析。

本文所用卫星资料包括北京大学物理学院大气科学系提供的日本 GMS-5 地球静止卫星和国家卫星气象中心接收的 FY-2C 地球静止卫星的云图资料。GMS-5 云图资料与 FY-2C 云图资料均时间分辨率基本为 1 小时(部分为 0.5 小时或 2~3 小时),水平分辨率为  $0.1^{\circ}\times 0.1^{\circ}$ 。GMS-5 云图资料时段为 1996—2003 年的 3—10 月,但部分时段资料缺

损。由于 2004 年的 GOES-9 卫星资料存在较大质量问题,本文没有使用该年的资料。FY-2C 云图资料时段为 2005—2008 年的 3—10 月,部分时段资料缺损。因此,本文所用的卫星资料是 1996—2008 年近 12 年 3—10 月的数字红外云图资料。

需要说明的是,春秋季节静止卫星会受到地影影响使得一些时次没有云图观测,GMS 卫星的缺测时间一般为 13、14 UTC,FY2C 的缺测时间一般为 16、17 UTC;受地影影响的月份主要为 3、4、9、10 月。这些时次资料的缺失对下文春秋季节深对流云的日变化特征分析有一定影响,将在日变化分析部分进行具体说明。

对卫星资料的处理首先是对整个静止卫星红外云图资料集通过云图动画的方式剔除有观测质量问题的资料(例如覆盖面积不够本文所研究区域,地理定位有偏差的云图等)。然后统一卫星资料数据格式和地理范围为  $15^{\circ}\sim 55^{\circ}\text{N}$ 、 $80^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$ 。

已有研究表明可以利用红外亮温阈值和不同红外通道亮温差值<sup>[11-12]</sup>来识别大气中深对流云。本文使用的红外通道是红外通道 1(简称 IR1,中心波长  $11\ \mu\text{m}$ ,IR1 亮温简称  $T_{B_{ir1}}$ )、红外通道 2(简称 IR2,中心波长  $12\ \mu\text{m}$ ,IR2 亮温简称  $T_{B_{ir2}}$ )和水汽通道(简称 WV,中心波长  $6.7\ \mu\text{m}$ ,WV 亮温简称  $T_{B_{wv}}$ )这 3 个通道。文献[14-15]的研究结果表明当  $T_{B_{ir1}} - T_{B_{ir2}} \geq 3\ \text{K}$  时对应于无降水的卷云, $T_{B_{ir1}} - T_{B_{wv}} \leq$  某一阈值则可用来识别深对流云。

本文识别深对流云的具体流程是:首先判断  $T_{B_{ir1}}$  是否小于等于给定阈值(比如  $-32\ ^{\circ}\text{C}$ ),如果是小于等于给定阈值则可能为深对流云;然后再判断  $T_{B_{ir1}} - T_{B_{ir2}}$  是否小于给定阈值,如果是可能为深对流云、非卷云;最后判断  $T_{B_{ir1}} - T_{B_{wv}}$  是否小于等于给定阈值,如果是则最终判断为深对流云。根据每一时次每一网格点深对流云的识别结果,获取深对流云的时空分布的方法是统计每一网格点出现深对流云的频率,即如果有 100 个时次的静止卫星多通道观测,假如某一网格点有 10 个时次的观测被识别为深对流云,则该网格点发生深对流云的频率为 10%。

根据相关文献中对 MCS 研究所选取的红外亮温阈值标准<sup>[4-5,16]</sup>,本文识别深对流云选取了  $-32\ ^{\circ}\text{C}$  与  $-52\ ^{\circ}\text{C}$  两个  $T_{B_{ir1}}$  阈值, $T_{B_{ir1}} - T_{B_{ir2}}$  阈值是  $3\ \text{K}$ <sup>[11]</sup>, $T_{B_{ir1}} - T_{B_{wv}}$  选取了  $0\ \text{K}$ 、 $4\ \text{K}$ 、 $8\ \text{K}$ 、 $10\ \text{K}$ 、 $12\ \text{K}$  共 5 个阈值<sup>[14-15]</sup>。这些阈值设置共有 10 种组合,因此我们

获得了 10 种中国及周边地区暖季深对流云发生频率(图未全部给出)。这 10 种深对流云分布具有很大的相似性,与已有文献中的我国雷暴日数分布<sup>[14]</sup>和通过低轨卫星闪电资料分析得到的中国及周边地区闪电分布对比分析后采用  $T_{B_{ir1}} \leq -52\ ^{\circ}\text{C}$ , $T_{B_{ir1}} - T_{B_{wv}} \leq 8\ \text{K}$  和  $T_{B_{ir1}} - T_{B_{ir2}} < 3\ \text{K}$  识别的深对流云来分析中国及周边地区暖季深对流云时空分布特征。从温度垂直分布来看, $T_{B_{ir1}} \leq -52\ ^{\circ}\text{C}$  所在高度为  $300\sim 200\ \text{hPa}$  左右,属于对流层顶附近,因此  $T_{B_{ir1}} \leq -52\ ^{\circ}\text{C}$  的深对流云是深厚的对流活动。

为了同静止卫星资料获得的深对流云分布进行对比,本文使用了 GHRC(美国全球水文研究中心)提供的低轨卫星观测的再分析闪电资料。该资料由 5 年 OTD(1995 年 4 月—2000 年 3 月)资料和 5 年 LIS(1998 年 1 月—2002 年 12 月)资料合成,未区分云闪和云地闪,水平分辨率  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 。由于低轨卫星每天对每一地点的观测时间不足 91 秒,因此只能提供区域平均意义上的闪电分布信息。

本文所用的年雷暴日资料取自文献[17],由 1961—2006 年全国共 615 个国家基准和基本气象站雷暴日资料平均获得。

需要说明的是,静止卫星红外云图资料反映的是大气中的云顶亮温分布特征,低轨卫星观测的闪电密度和常规测站观测的雷暴日资料所反映的是大气中对流系统的电活动,且其时空分辨率远远低于本文所用的静止卫星红外云图资料,因此本文只是使用后二者同深对流云分布进行对比以作为对流活动分布特征的补充。

## 2 深对流云地理分布

图 1 给出了暖季我国及周边地区深对流云的地理分布特征、低轨卫星观测到的闪电密度分布特征和年平均雷暴日分布<sup>[17]</sup>。由于夏季大气高温高湿最不稳定,是深对流活动最频繁的季节,因此图 1a 暖季深对流云地理分布同郑永光等<sup>[4]</sup>仅仅根据  $T_{B_{ir1}} \leq -52\ ^{\circ}\text{C}$  统计给出的夏季 MCS 的总体分布特征非常相似,也具有 3 条明显的纬向带状深对流云活动区域,并且低纬地区(尤其  $20^{\circ}\text{N}$  以南区域)深对流云明显比高纬地区活跃。

图 1a 显示我国暖季深对流云有 4 个活跃中心。第一个区域深对流云最为活跃,位于青藏高原中东部地区;第二个区域为次活跃区,位于华南和云贵高

原东北部;第三个活跃区域为新疆西部的伊犁河谷及其周边地区;第四个活跃区域主要位于福建、浙江以及江西大部分地区,该区域是 4 个活跃区中最不活跃的区域。深对流云最不活跃区域主要为位于亚洲大陆腹地的中国西部的干旱与半干旱区域、黄河以北的山西、河北、辽宁部分地区和渤海海域。深对流云的这种分布表明深对流活动不仅与纬度相关,也与地势分布密切相关。高原和山地深对流云较活跃,平原和盆地深对流云较不活跃。

暖季深对流云地理分布与低轨卫星观测到的闪电分布(图 1b)、多年平均雷暴日分布<sup>[17]</sup>(图 1c)具有较大的一致性,但如前所述,由于这 3 种资料各自代表了对流活动的不同侧面,因此也在许多地区存在较大差异。

低纬地区(25°N 以南区域)深对流云发生频率、雷暴日数分布及闪电频率均为大值区。海南、云南南部地区及两广沿海地区都是深对流、雷暴及闪电的多发区。但需要指出的是,虽然云南南部雷暴日数同华南沿海地区相当,但深对流云频率和闪电密度都低于华南沿海地区,由于深对流云频率的时间分辨率为小时而雷暴日分布的时间分辨率为天,这表明云南南部的对流活动持续时间要显著短于华南沿海地区,且该区域对流系统中的电活动弱于华南沿海地区。

青藏高原中东部区域与伊犁河谷地区都是深对流云频率与雷暴日分布的高值区,但两地区闪电密度不高,不过相较于其周边地区仍为闪电高密度区。与此不同的是,闪电密度我国东部地区明显高于青藏高原中东部地区,但深对流云频率分布却与此相反。我国东部 110°~120°E、45°N 以南区域(包括京津冀、山东、苏皖、江南东部等地)闪电密度分布与雷暴日分布均表明该区域为闪电与雷暴多发区,但是图 1a 显示该地区深对流云频率并不是很高。对流系统闪电的活跃程度往往与系统的垂直尺度、系统内混合相水物质的多少成正比。由于青藏高原地区海拔较高、对流系统垂直尺度显著小于我国东部地区,深对流云内较少混合相水物质,因此闪电密度较低;而我国东部地区虽然深对流云发生频率较低,但由于对流系统垂直尺度较大,深对流系统内较多混合相水物质,因此闪电密度较高。

总之,深对流云的地理分布基本反映了我国及周边地区深对流活动的分布特征,但由于深对流云分布是由静止卫星观测的时空分辨率较高的云顶亮

温获得,因此也与反映对流系统中电荷活动的时空分辨率较低的人工观测的雷暴日和低轨卫星观测的闪电分布存在一定的差异。

### 3 深对流云季节变化特征

众所周知,对流活动具有显著的季节性变化,但目前尚无相关研究给出不同季节我国的深对流云分布特征。因此本文把 3—10 月分别划分为春季(3—5 月)、夏季(6—8 月)和秋季(9—10 月)三个季节来分析不同季节深对流云分布的异同。

不同季节影响我国及周边区域的气团属性、环流特征等显著不同<sup>[18-19]</sup>。春季是冬季环流向夏季环流过渡的季节;我国北方地区受冷气团影响还比较显著,热带季风气团(850 hPa 340 K 北边界)只能向北到达我国云南等地区,西北太平洋上反气旋西北部的西南气流进入我国大陆。夏季夏季风盛行,热带季风气团向北可推进到 40°N 附近,高空西风急流轴北移至 30°N 附近,南亚高压北进至 25°N 附近,500 hPa 副热带高压北抬东伸,并伸入到我国大陆。秋季是夏季环流型向冬季环流型过渡的季节。对流层低层我国大陆 41°N 以南为极地变性高压区中的反气旋性环流,对流层中层副热带高压脊线南退西伸稳定在 20°N 附近<sup>[18]</sup>。

与常规认知相一致,图 2 表明从总体来看夏季深对流云活动频率最高,主要表现为夏季深对流云频率的最大值较高、深对流云活跃区域分布较广泛。图 2 也表明总体来看秋季(9—10 月)深对流云频率最低。雷暴日数分布和低轨卫星给出的不同季节闪电分布(图未给出)也具有与此类似的分布特征。但需要指出的是,图 2 中为了突出不同季节深对流云的地理分布特征而使用了不同的颜色标尺。

图 2a 表明春季陆地深对流云较活跃、海洋较不活跃,其中青藏高原中北部、新疆西部深对流云频率最高,其次为内蒙古东北部和东北地区,再次为华南和长江中下游区域。对比春季深对流云分布(图 2a)与低轨卫星观测的闪电分布(图未给出)、雷暴日分布(图未给出)三者存在一定的一致性,但也在一些区域存在较大差异。从以上三者的春季地理分布来看,华南、江南和长江中下游地区都是深对流云频率、雷暴日和闪电密度的高值区;青藏高原中东部和新疆伊犁河谷区域深对流云频率、雷暴日都较高,但闪电密度远远低于华南和江南地区;青藏高原西北

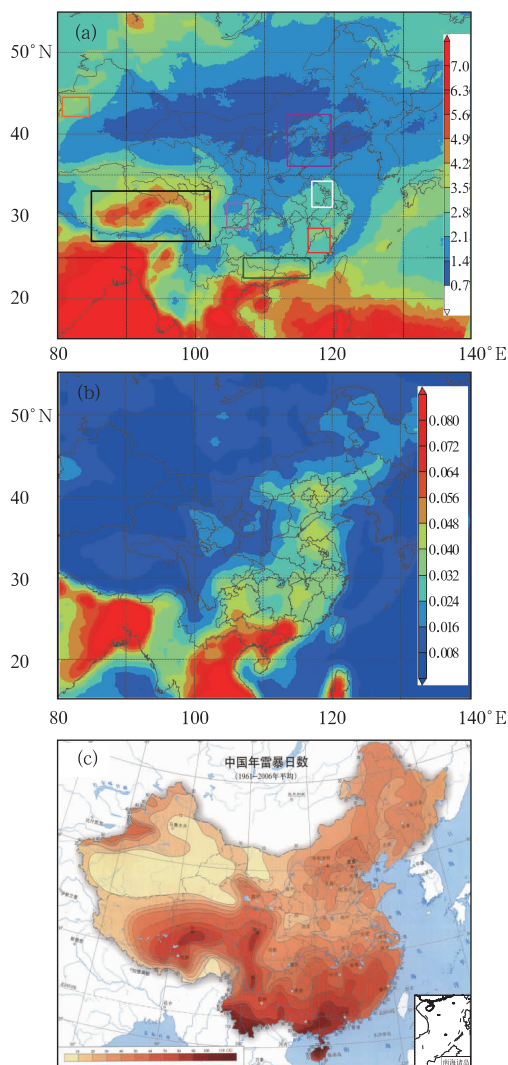


图 1 (a)暖季(3—10月)深对流云频率分布(%, 黑色矩形为青藏高原中东部地区, 黄色矩形为伊犁河谷地区, 白色矩形为江淮地区, 紫红色矩形为四川盆地地区, 紫色矩形为京津冀地区, 绿色矩形为两广丘陵地区, 红色矩形为浙闽丘陵地区); (b)低轨卫星观测到的闪电密度分布(单位: 闪击数 $\cdot$   $\text{a}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ); (c) 1961—2006 年年平均雷暴日分布<sup>[17]</sup>(单位: d)

Fig. 1 (a) Distribution of deep convection frequency during the warm season (March–October) (%); (b) The density distribution of lightning obtained from low-orbit satellites (unit:  $\text{fl} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ ); (c) Mean yearly thunderstorm days from 1961 to 2006<sup>[17]</sup> (unit: d)

部和新疆西南部深对流云频率较高, 但雷暴日和闪电密度都较低; 京津冀地区雷暴日和闪电密度都较高, 但深对流云频率并不高; 东北地区深对流云频率和闪电密度都较高, 但雷暴日很少。如前所述, 这些不一致与不同资料所代表对流活动的侧面、观测方式、时空分辨率有关, 但也从另一方面表明了大气中对流活动具有很大的复杂性。

结合大气环流背景来看, 新疆西部、青藏高原北部和东北地区较高的深对流云频率与大气长波槽前上升气流密切相关; 华南、江南和长江中下游地区较高频率的深对流云分布与该区域春季暖湿空气比较活跃有关。但需要说明的是, 青藏高原西北部和新疆西南部常规测站较少, 该区域较高频率的深对流云、较低的雷暴日和闪电密度分布还需要更多相关资料进行更仔细的分析。

夏季是我国对流活动最活跃的季节, 深对流云分布显著不同于春季。图 2b 给出的夏季深对流云频率与郑永光等<sup>[4]</sup> 仅仅使用静止卫星红外 1 通道亮温资料给出的 MCS 分布基本一致。夏季陆地和海洋的深对流云都较活跃, 纬度较低的南海、西北太平洋和东海深对流云较高纬度海洋更活跃。我国大陆区域深对流云最活跃区域位于青藏高原、云南南部、云贵高原东部和华南地区; 其次为江南地区东部和江淮流域。新疆西部的伊犁河谷区域、华北以及东北地区也是深对流云较活跃的区域。对比雷暴日分布和闪电分布(图未给出), 深对流云最活跃区域青藏高原、云南南部、云贵高原东部和华南地区都是雷暴日高值区, 其中青藏高原闪电密度较低, 云贵高原东部和华南地区是闪电高密度区; 江南地区东部、江淮流域、伊犁河谷区域、华北以及东北地区既是雷暴日高值区也是高闪电密度区。

夏季深对流云分布与雷暴日和闪电密度分布具有比春季更好的一致性, 由于对流系统中的闪电密度与系统的垂直尺度、垂直速度大小成正比, 夏季雷暴日、闪电密度和深对流云频率都显著高于春季, 这可能表明总体来看夏季的对流系统较春季垂直尺度更大、垂直运动更剧烈。

无论是雷暴日分布与闪电密度分布(图未给出)还是深对流云分布(图 2c)都表明秋季(9—10月)是我国大陆区域 3 个季节中对流活动最弱的季节, 这是与秋季我国大陆对流层低层主要是反气旋环流密切相关<sup>[18]</sup>。图 2c 表明秋季我国大陆区域对流活动显著减弱, 低纬热带海洋(南海、西北太平洋)和东海仍维持一定频率的深对流云频率, 但频率大大低于夏季。在陆地区域, 青藏高原、华南沿海、海南岛、台湾、新疆伊犁河谷区域、浙闽沿海与云南南部为深对流云和雷暴较活跃区域。虽然华北和东北地区秋季仍然有一定的雷暴日数和闪电密度分布, 但深对流云的频率不是太高。

对比 3 个季节的深对流云分布可以看到, 春季



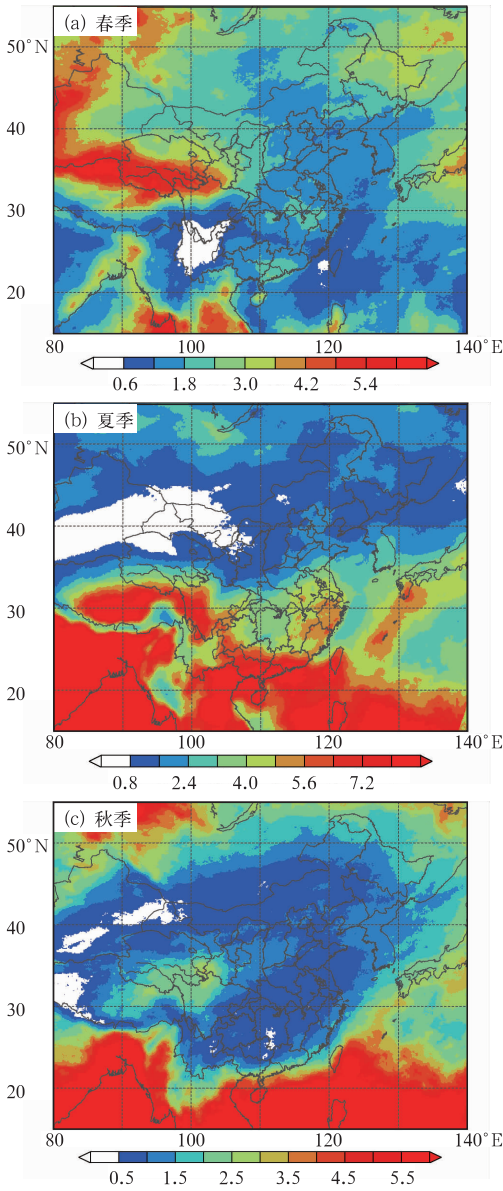


图 2 不同季节深对流云频率(%)

(a) 春季, (b) 夏季, (c) 秋季

Fig. 2 The frequency of deep convective cloud during different seasons (%)

(a) spring, (b) summer, (c) autumn

深对流云主要位于  $30^{\circ}\text{N}$  以北区域,这与该区域春季大气斜压性强,经常有西风槽系统影响密切相关;夏季深对流云主要分布于  $35^{\circ}\text{N}$  以南区域,这与东亚夏季风密切相关;秋季我国大陆对底层层主要为反气旋环流,深对流云活动显著减弱,但低纬海洋区域由于赤道辐合带的作用深对流云仍维持较高频率。总之,由于不同季节地球接收太阳辐射的不同导致了不同的海陆温度对比和不同的大气环流特征,因此我国及周边地区的深对流云也具有显著不

同的季节分布特征。

## 4 深对流云日变化特征

对流活动具有显著的日变化特征<sup>[2-4]</sup>,由于本文所用地球静止卫星红外云图资料具有基本为 1 h 的较高时间分辨率,因此本部分给出中国及周边地区不同季节、不同下垫面区域的深对流的日变化特征。

### 4.1 总体日变化特征

从我国及周边地区的整个区域深对流云来看(见图 3),由于夏季深对流云频率最高,因此暖季深对流云日变化与夏季的日变化基本一致<sup>[4]</sup>。图 3 给出了 4 个比较具有代表性的时次来展示暖季中国及周边地区深对流云的日变化特征。深对流云在上午时段(00—05 UTC)最不活跃,下午时段(06 UTC)深对流开始发展,到傍晚(09 UTC)时段深对流活动达到最强盛并持续到 12 UTC,到 18 UTC 开始减弱。我国东部地区与青藏高原地区深对流最活跃时段相差 2 h,分别为 09 UTC 与 11 UTC,这与我国东部地区与青藏高原经度跨度将近 30 度有关,在当地时间均为下午 17 时。

我国 4 个深对流活跃区域(图 1a)的日变化特征具有明显差异。第一个区域为青藏高原中东部地区、横断山区以及川西高原地区,深对流云最为活跃,上午(00—04 UTC)时段深对流云最不活跃;05 UTC 青海南部区域有深对流云开始发展,并向周边传播,主要向西南西藏方向传播;11 UTC 该区域深对流云频率达到最高;13 UTC 该区域的西北部深对流云开始减弱。

第二个区域是我国华南(包括海南、广西以及广东等地),该区域深对流云活动受海陆风环流影响显著<sup>[4]</sup>。00 UTC 深对流云主要分布在邻近海域,到 03 UTC 太阳短波辐射加热作用加强,深对流云逐渐由海洋向陆地传播,09 UTC 陆地区域深对流云发展达最活跃,海上深对流云活动开始减弱。

第三个深对流云活跃区域位于新疆西部的伊犁河谷区域,该区域的深对流云活动在下午时段(08—12 UTC)较活跃,11 UTC 深对流云频率最高。

福建、浙江以及江西大部分地区是第四个深对流云活跃区域,该区域深对流云上午时段(00—05 UTC)最不活跃,到傍晚(09 UTC)深对流云达到最活跃并持续到 12 UTC,到 18 UTC 深对流云活动

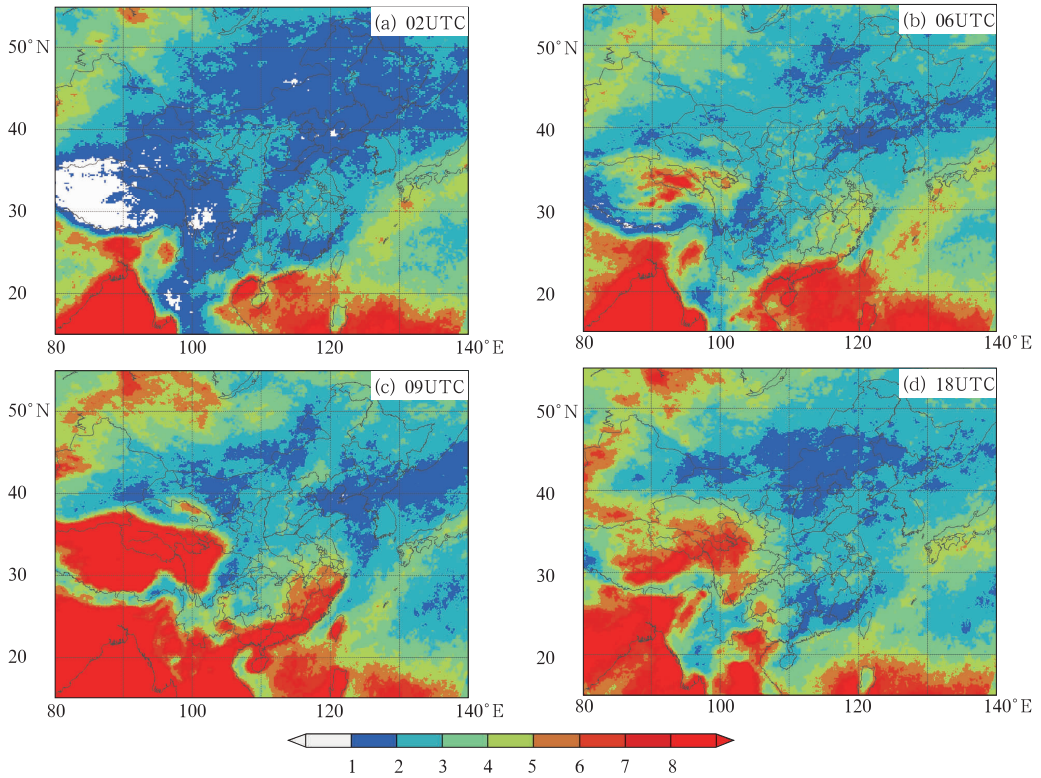


图 3 深对流活动频率的日变化分布(%)

(a) 02 UTC, (b) 06 UTC, (c) 09 UTC, (d) 18 UTC

Fig. 3 Diurnal variations of deep convective cloud for the period of March–October (%)

(a) 02 UTC, (b) 06 UTC, (c) 09 UTC, (d) 18 UTC

开始减弱。

#### 4.2 不同季节深对流云日变化特征

从不同季节整个我国及周边地区平均的日变化演变(图未给出)来看,夏季深对流云最活跃,其次为春季,秋季最不活跃;从峰值分布来看,春夏秋冬3个季节深对流云日变化主要表现为单峰型,但春秋季节日变化比较平缓、持续活跃时间较长、峰值时段早于夏季。但需要指出的是,由于静止卫星受春秋季节地影的影响,13、14 UTC 时次资料缺测较多,结合 12 与 15 UTC 深对流云频率来看使得春秋季节深对流云日变化曲线在 13、14 UTC 出现一个虚假的谷值分布。不同区域春秋季节深对流云的日变化曲线中也存在相同的问题。

本部分给出了不同季节 4 个深对流多发区与四川盆地、江淮地区、京津冀地区这 7 个区域的深对流云日变化特征,见图 4。各地区的地理范围分别为青藏高原中东部  $27^{\circ}\sim 33^{\circ}\text{N}$ 、 $85^{\circ}\sim 102^{\circ}\text{E}$ ;伊犁河谷地区  $42.14^{\circ}\sim 44.5^{\circ}\text{N}$ 、 $80.09^{\circ}\sim 84.56^{\circ}\text{E}$ ;江淮地区  $31.2^{\circ}\sim 34.2^{\circ}\text{N}$ 、 $116.9^{\circ}\sim 119.9^{\circ}\text{E}$ ;四川盆地  $28.8^{\circ}$

$\sim 31.8^{\circ}\text{N}$ 、 $104.6^{\circ}\sim 107.6^{\circ}\text{E}$ ;两广丘陵地区  $22.6^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$ 、 $107^{\circ}\sim 116.5^{\circ}\text{E}$ ;浙闽丘陵地区  $25.7^{\circ}\sim 28.7^{\circ}\text{N}$ 、 $116.2^{\circ}\sim 119.2^{\circ}\text{E}$ ;京津冀地区  $36.03^{\circ}\sim 42.4^{\circ}\text{N}$ 、 $113.27^{\circ}\sim 119.5^{\circ}\text{E}$ (见图 1a 中矩形)。由于浙闽丘陵地区深对流云日变化与两广丘陵地区比较类似,该区域的日变化图没有给出。

与前文分析相一致,这 7 个区域深对流云频率都是秋季最低,这 7 个区域中除伊犁河谷地区外夏季深对流云频率最高。伊犁河谷地区(图 4c)春季深对流云频率最高,这可能与该区域在春季经常受到中纬度西风槽前上升气流影响有关,但还需要其他相关资料(比如美国测云卫星 CloudSat 的观测资料、地面观测的云状资料等)进行更深入细致的研究。

青藏高原中东部地区为 7 个区域中深对流云频率最高的区域(图 4a)。排除春秋季节 13—14 UTC 虚假谷值的影响,该区域的深对流云日变化呈现出典型单峰型日变化特征。深对流云频率表现为夏季高于春季,春季高于秋季;峰值频率春季大约为夏季的一半,秋季大约为春季的一半。还需要指出的是,

该区域春季深对流云的峰值时间位于 09 UTC, 早于夏季峰值时间 11 UTC, 这是由于春季日落时间早于夏季造成的; 但秋季这一特点并不突出, 其原因可能与秋季深对流云频率较低有关。该区域深对流云日变化特征表现为峰值位于下午至前半夜时段, 上午时段深对流云频率很低, 这说明该区域的对流活动多为热对流, 由其他天气系统触发并维持的对流活动较少, 下午时段的热对流活动是与太阳短波辐射加热密切相关的<sup>[4]</sup>。

两广丘陵(图 4a)、浙闽丘陵地区(图未给出)深对流云日变化特征与青藏高原中东部地区具有类似特征, 都为单峰型, 但也存在较大差异。两广丘陵和浙闽丘陵地区深对流云夏季比春秋季节活跃得多, 春秋季节由于深对流云频率低日变化特征不显著。还需要指出的是, 由于两广丘陵纬度较低, 因此虽然春秋季节深对流云频率较低, 但深对流云最活跃时段与夏季相差不大。两广丘陵和浙闽丘陵地区夏季深对流云频率除了下午峰值频率较高外, 其他时段日变化曲线比较平直且有较高频率的深对流云发生。这表明该区域除了下午时段有活跃的热对流发生之外, 其他时段还有较多受其他天气系统(比如台风等)触发和维持的对流活动。该区域春秋季节深对流云并不太显著的单峰型日变化特征也表明了这一特点。

虽然四川盆地与江淮地区夏季深对流云日变化都表现为双峰型(图 4b), 但由于地势分布和大气环流特征的不同其日变化特征也有很大不同。排除春秋季节 13、14 UTC 虚假谷值的影响, 这两个区域不同季节深对流云日变化特征也显著不同。

四川盆地不同季节深对流云都具有显著的夜发性特点(图 4b), 夏季呈现为双峰型日变化特征, 春秋季节呈现为单峰型日变化特征, 主峰时段都在夜间。这表明盆地地势分布所导致的山谷风辐合环流是该区域深对流云触发和维持的主要天气系统。该区域夏季下午时段是深对流云频率的次峰时段, 春秋季节无此特征, 这说明太阳短波辐射所导致的热对流在夏季较活跃而春秋季节并不活跃。此外, 该区域夏季其他时段也有较高频率深对流云发生, 这表明该区域还有较多由其他天气系统(比如冷锋等)触发和维持的深对流云活动。还需要指出的是, 春秋季节深对流云频率最高时段在 17—18 UTC, 显著早于夏季的 19—23 UTC。如前所述, 这是由于

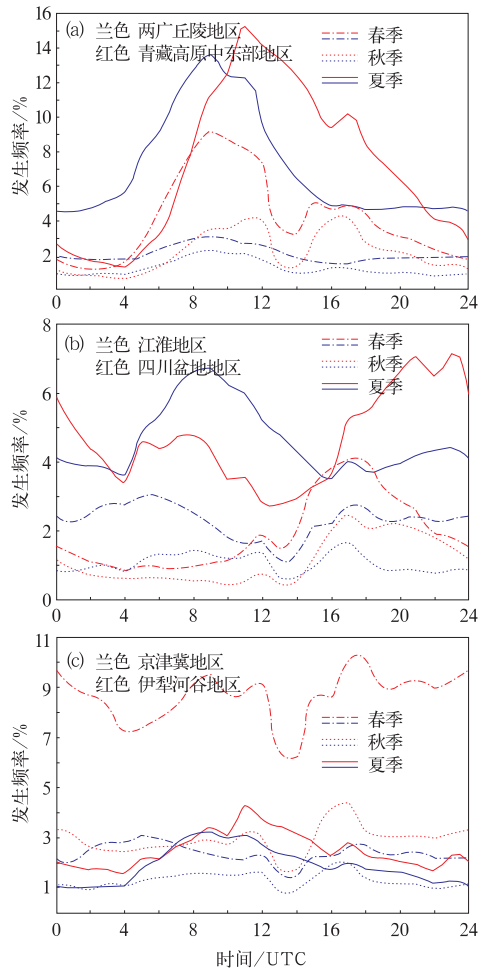


图 4 不同季节不同区域的深对流云日变化 (春秋季节 13、14 UTC 为卫星受地影响造成的虚假谷值; 不同日变化图的纵轴数值范围不同。%, 横轴为时间, UTC)

(a) 两广丘陵与青藏高原中东部; (b) 江淮地区与四川盆地地区; (c) 京津冀地区与伊犁河谷地区  
Fig. 4 Diurnal variations of deep convective cloud frequency for different seasons over (a) Guangdong and Guangxi hills and the middle-east Qinghai-Tibetan Plateau; (b) Yangtze-Huaihe River region and the Sichuan Basin; (c) Beijing-Tianjin-Hebei region and Ili River Valley (% , x-axis is time of UTC)

春秋季节日落时间早于夏季所致。

江淮地区春夏季节(图 4b)深对流云日变化也呈现为双峰型, 但主峰时段在下午, 显著不同于四川盆地地区。这种双峰型日变化特征非常类似  $M_{\alpha}CS$  的日变化特征<sup>[2-4]</sup>, 这与该区域有较多  $M_{\alpha}CS$  发生密切相关<sup>[2-4, 19-21]</sup>。该区域秋季深对流云非常不活跃, 日变化不显著, 后半夜时段也没有呈现出类似夏季



的次峰特征,不过也呈现出下午至前半夜时段深对流云较活跃的特征。如同青藏高原和四川盆地地区,由于不同季节日落时间的不同,该区域春季深对流云频率的两个峰值时段显著早于夏季。此外,该区域夏季其他时段也有较高频率深对流云发生,这表明该区域夏季还有较多受到其他天气系统(比如梅雨锋等)触发和维持的深对流活动。

如前所述,伊犁河谷地区春季较高的深对流云频率还需要其他相关资料进行更深入分析研究。排除春秋季节13—14 UTC 虚假谷值的影响,该区域深对流云日变化在春夏季节为单峰型分布,但变化比较平缓;秋季日变化特征不显著。这种比较平缓的深对流云日变化特征表明,该区域除了下午时段热对流活动比较显著外,还有较多其他天气系统(比如西风槽)触发和维持的对流活动。

京津冀地区虽然闪电密度较高(图1b),但深对流云频率并不是很高(图1a),因此其日变化特征相较其他区域不是很显著(图4c)。该地区夏季深对流云日变化呈现出比较显著的单峰型特征,主峰位于下午到傍晚时段(06—12 UTC);春季深对流云比较活跃,呈现出双峰型日变化的特点,其形成原因需要结合雷达和闪电资料进行更深入分析;秋季深对流云频率较低,日变化特征最不显著。

总之,由于纬度、地势分布和大气环流的不同使得不同区域、不同季节深对流云日变化特征具有显著不同的差异。

## 5 结论与讨论

本文利用1996—2008年近12年3—10月(无2004年,部分时段资料缺失)的地球静止卫星逐时多红外通道数字云图资料对我国及周边地区深对流云时空演变特征进行了分析,并同时空分辨率较低的雷暴日数分布及低轨卫星观测的闪电分布进行了对比,主要得到如下一些结论:

(1) 我国暖季主要有4个深对流云活跃区,分别是青藏高原中东部地区、华南和云贵高原东北部、新疆伊犁河谷及周边地区、浙闽赣大部分地区。

(2) 深对流云季节变化显著,整体来看我国夏季深对流云最为活跃,秋季最不活跃。从区域来看,新疆伊犁河谷地区春季较高的深对流云频率还需要其他相关资料进一步分析研究。

(3) 深对流云春季主要位于 $30^{\circ}\text{N}$ 以北区域,夏季

主要分布于 $35^{\circ}\text{N}$ 以南区域,秋季我国大陆深对流云活动显著减弱,但低纬海洋区域深对流云仍较活跃。

(4) 多个具有不同代表性区域的深对流云日变化特征表明深对流云日变化具有显著的季节变化特征。夏季深对流云日变化最显著,其次为春季,秋季最不显著。一般来说,由于春季日落时间早于夏季,因此春季深对流云活跃时段早于夏季。

(5) 青藏高原中东部深对流云日变化为单峰型,热对流比较活跃;两广丘陵与浙闽丘陵地区深对流云日变化也为单峰型,但这两个区域夏季不仅热对流比较活跃,其他天气系统(比如台风等)触发和维持的对流活动也较活跃;伊犁河谷地区深对流云也为单峰型,但该区域还可能有多深对流云是由西风槽等天气系统触发和维持;四川盆地深对流云具有显著的夜发性特征;四川盆地夏季为双峰型深对流云日变化,但春秋季节为单峰型;江淮地区春夏季节深对流云日变化都为双峰型,这可能与该区域较多 $\text{M}\alpha\text{CS}$ 密切相关;四川盆地和江淮地区夏季不仅热对流活动频繁,其他天气系统(比如冷锋、梅雨锋等)触发和维持的对流活动也很活跃;京津冀地区虽然闪电密度较高,但深对流云频率并不是很高,其日变化特征不是很显著。

深对流云时空分布特征不仅受大气环流背景与大尺度天气系统影响,同时也与局地地形、海陆分布等因素密切相关。今后我们将综合利用卫星、雷达与闪电等高时空分辨率的资料对我国深对流活动的时空分布特征做进一步分析。

## 参考文献

- [1] Machado L A T, Rossow W B, Guedes R L, et al. Life cycle variations of mesoscale convective systems over the Americas [J]. *Mon Wea Rev*, 1997, 126(6): 1630-1654.
- [2] 马馥,王旭,陶祖钰. 中国及其周边地区中尺度对流系统的普查和时空分布特征[J]. *自然科学进展*, 1997, 7(6): 701-706.
- [3] Morel C, Senesi S. A climatology of mesoscale convective systems over Europe using satellite infrared imagery, II: Characteristics of European mesoscale convective systems[J]. *Q J R Meteorol Soc*, 2002, 128(584): 1973-1995.
- [4] 郑永光,陈炯,朱佩君. 中国及其周边地区夏季中尺度对流系统的分布及其日变化特征[J]. *科学通报*, 2008, 53(4): 471-481.
- [5] Maddox R A. Mesoscale convective complexes[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 1980, 61(11): 1374-1387.
- [6] 李玉兰,王婧婧,郑新江,等. 我国西南—华南地区中尺度对流复合体(MCC)的研究[J]. *大气科学*, 1989, 13(4): 417-422.

- [7] 段旭,张秀年,许美玲. 云南及其周边地区中尺度对流系统时空分布特征[J]. 气象学报, 2004, 6(2): 243-250.
- [8] 廖晓农,于波,卢丽华. 北京雷暴大风气候特征及短时临近预报方法[J]. 气象, 2009, 35(9): 18-28.
- [9] 王颖,郑永光,寿绍文. 2007 年夏季长江流域及周边地区地闪时空分布及其天气学意义[J]. 气象, 2009, 35(10): 58-70.
- [10] 雷正翠,夏文梅,周霖华,等. 常州雷暴的气候特点及多普勒雷达回波特征[J]. 气象, 2009, 35(12): 118-125.
- [11] 尹红萍,曹晓岗. 盛夏上海地区副热带高压型强对流特点分析[J]. 气象, 2010, 36(8): 19-25.
- [12] 张信华,余建华,范明福,等. 闽北不同季节强对流天气异同点分析[J]. 气象, 2010, 36(6): 29-34.
- [13] 郑永光,张小玲,周庆亮,等. 强对流天气短时临近预报业务技术进展与挑战[J]. 气象, 2010, 36(7): 33-42.
- [14] Schmetz J, Tjemkes S A, Gube M, et al. Monitoring deep convection and convective overshooting with meteosat[J]. Adv Space Res, 1997, 19(3): 433-441.
- [15] Kurino T. A satellite infrared technique for estimating "deep/shallow" precipitation[J]. Adv Space Res, 1997, 19(3): 511-514.
- [16] Augustine J A, Howard K W. Mesoscale convective complexes over the United States during 1986 and 1987[J]. Mon Wea Rev, 1991, 119(7): 1575-1589.
- [17] 中国气象局. 中国灾害性天气气候图集[M]. 北京: 气象出版社, 2007, 21-31.
- [18] 中国气象局. 中国高空气候[M]. 北京: 科学出版社, 1975, 1-17.
- [19] 郑永光,张春喜,陈炯,等. 用 NCEP 资料分析华北暖季对流性天气的气候背景[J]. 北京大学学报(自然科学版), 2007, 43(5): 600-608.
- [20] 费增坪,郑永光,王洪庆. 2003 年淮河大水期间 MCS 的普查分析[J]. 气象, 2005, 31(12): 8-22.
- [21] 祁秀香,郑永光. 2007 年夏季川渝与淮河流域及周边区域中尺度对流系统普查[J]. 气象, 2009, 35(11): 17-28.



### 中国气象干旱图集(1956—2009 年)

中国气象局编

该图集主要给出了中国大陆地区 1956—2009 年春、夏、秋、冬四个季节全国气象干旱等级的空间分布图 216 幅,还给出了全国及东北、华北、长江中下游、华南、西南、西北东部、西北西部、青藏高原八个主要区域四季干旱面积的历年时间变化图 36 幅。

该图集是一部气象干旱方面的资料和工具书,可供气象、农业、水利、环境等领域的科研、业务人员使用,也可供灾害防御、规划等有关部门决策参考。

16 开 定价: 188.00 元

### 全国灾害预测方法研讨会实录

高建国 等主编

该书是 2010 年 4 月 26—28 日全国灾害预测方法研讨会研讨内容实录。介绍了征兆预测方法、天地耦合预测方法、信息预测方法和综合预测方法,提供了地震、洪涝、干旱、地质灾害、海洋灾害预测方法。记录了一大批具有丰富经验的科技工作者介绍他们研究的心得、依据和效果,以及其他学者对于其研究的回应。可供从事地震、气象、水文、海洋、地质、地球物理、天文等科学工作者,及大专学校师生阅读。

32 开 定价: 30.00 元

### 短期气候预测基础

孙照渤 等编著

该书用现代气候概念,总结了短期气候变化及其预测的

最新理论研究成果和实践经验,以近 40 年长期预报教学为基础,构建了现代短期气候预测的理论框架。全书共 10 章和一个附录,分为五个部分:气候系统及其变化和预测;气候系统各个圈层的变化特征及其与短期气候变化和预测的关系;短期气候预测方法介绍,包括物理统计学方法、数值方法和评分方法,这部分还重点介绍了中国夏季降水的预测方法;年代际气候变化和人类活动对气候变化的影响简介,作为短期气候预测的背景;还包括了 9 个实习和相应的计算机程序。每一章都附有复习思考题。

该书可作为高等学校大气科学类专业及相关专业学生的教科书,也可供气象、海洋、水文、地理、环境、农业、林业、航空和航海等有关部门的专业人员、师生和研究生参考。

16 开 定价: 46.00 元

### 山区可持续发展——河北太行山区域研究与实践

刘金铜 等著

该书以可持续发展理念为指导,针对我国广大山区可持续发展的重要性和面临的主要问题,以河北太行山区域为研究对象,对其区域可持续发展的分析研究与实践进行了阐述。本书的主要内容包括河北太行山区域资源与生态、经济、社会等可持续发展要素的分析研究,河北太行山区域可持续发展战略、类型和模式以及区域可持续发展能力、水平与协调度的评价,还列举分析了该区可持续发展实践的典型案例。

该书可为从事山区资源、环境、经济与社会问题研究的科技工作者提供参考。

16 开 定价: 39.00 元