

京津及邻近地区暖季强对流风暴的气候分布特征

韩雷, 俞小鼎, 郑永光, 陈明轩, 王洪庆, 林隐静

中国海洋大学 信息科学与工程学院, 青岛 266100;

中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081;

北京大学大气科学系, 北京 100871;

中国气象局培训中心, 北京 100081;

国家气象中心, 北京 100081;

北京城市气象研究所, 北京 100089

E-mail: hanlei@ouc.edu.cn

2008-09-23 收稿, 2008-12-09 接受

国家自然科学基金(批准号: 40575014, 40305004, 40875019)、中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室开放课题(编号: 2008LASW-A02)、国家重点基础研究发展计划(编号: 2004CB418300)和高等学校博士学科点专项科研基金(编号: 20040001008)资助项目

摘要 使用 2003~2007 年 5~8 月天津塘沽新一代多普勒天气雷达高时空分辨率三维体积扫描数据, 对京津及邻近地区的强对流风暴的气候分布特征进行了统计分析. 通过对风暴的识别和追踪结果的统计分析, 给出了京津地区对流风暴的面积、体积、顶高、最大反射率因子、生命史和运动规律等定量的强对流风暴气候统计特征. 结果表明: 京津地区 75% 的对流风暴持续时间小于 30 min, 绝大部分的风暴体积小于 400 km^3 ; 从对流风暴整体移动趋势来看, 风暴大多从西南向东北移动, 移动速度集中分布在 $10\sim30 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ 区间; 风暴顶平均高度约为海拔 6 km, 但某些强对流风暴的顶高可达到 15 km 以上; 京津地区风暴的面积、体积等特征具有西弱东强的特点. 与使用常规观测资料和静止卫星红外亮温的统计结果相比, 使用雷达资料进行气候统计不仅可以给出对流风暴的三维空间信息的统计结果(如体积和顶高等), 还可以给出风暴的生命史、速度等定量气候分布特征, 从而进一步充实了对该区域对流天气的气候特征认识.

关键词
多普勒雷达
对流风暴
统计
临近预报
追踪

强对流天气是京津地区主要的灾害性天气之一, 包括雷电、冰雹、和雷雨大风等. 由于强对流天气空间尺度较小、持续时间较短, 常规观测手段难以对其进行有效监测. 地球静止卫星与新一代多普勒天气雷达目前是对流天气的主要监测手段, 特别是新一代多普勒天气雷达具有比地球静止卫星更高的时空分辨率, 极大地提高了对强对流天气的监测和临近预报能力. 本文从雷达气象学的角度, 使用长时间序列雷达资料对京津及邻近地区的强对流天气气候分布进行统计分析.

目前, 已有的对京津及邻近地区对流天气进行气候分析的工作, 主要依赖于 3 类资料: 常规气象观测资料、闪电资料和地球静止卫星红外资料. 刘全根

与汤懋苍^[1], 张家诚与林之光^[2]等较早的研究就已经使用常规气象观测资料给出了中国区域的雷暴、冰雹等强对流天气的气候分布特征. 丁青兰等人^[3]使用 1994~2005 年北京行政区域内 20 个地面气象观测站的资料, 对雷暴、冰雹、暴雨和大风等各种对流天气进行了气候统计和分析. 文献^[4,5]则利用闪电资料对与对流天气联系紧密的闪电气候特征进行了分析. Ma 等人^[6]使用 1993~1995 年日本GMS静止卫星红外云图资料对中国的中尺度对流系统(MCS)进行了普查分析, 主要是针对空间与时间尺度较大的 M_{α} CS和水平尺度达 1.5° 以上的 M_{β} CS. 最近, 郑永光等人^[7]使用 1997~2004 年GMS和GOES静止卫星的红外亮温资料, 对北京及周边地区的对流活动情况进行了统

引用格式: 韩雷, 俞小鼎, 郑永光, 等. 京津及邻近地区暖季强对流风暴的气候分布特征. 科学通报, 2009, 54: 1585~1590

Han L, Yu X D, Zheng Y G, et al. Statistic characteristics of severe convective storm during Warm-Season in Beijing-Tianjin and its vicinity. Chinese Sci Bull, 2009, 54, doi: 10.1007/s11434-009-0085-7

计分析,给出了对流活动的空间分布及其日变化特征,但该研究使用资料的分辨率仅为10 km.

由于雷达资料具有比地球静止卫星红外云图资料更高的时空分辨率,并且能够给出对流风暴的三维空间信息,因此更适于进行对流天气气候分析.但由于我国新一代天气雷达建设较晚,目前还未见到使用雷达资料进行对流天气气候分析的研究.本文利用2003~2007年塘沽雷达5 a的体积扫描数据(基数据),对京津及邻近地区的对流天气情况进行统计分析.与使用常规观测资料和卫星的统计结果相比,使用雷达资料除了可以给出在空间和时间上更为精细的统计结果之外,还可以给出对流风暴的三维空间信息,如体积和顶高等.另外,由于本文使用了风暴的自动识别和追踪方法,因此还可以给出定量的分布函数,如风暴的生命史分布、速度大小和方向的分布等.这些都是基于常规观测资料、闪电资料和地球静止卫星红外资料进行对流天气统计无法给出的.

需要指出的是,本文的对流风暴均是在雷达气象学范畴内定义的,俞小鼎等人^[8]给出了下述定性的定义:1个对流风暴通常由1个或多个对流单体组成,对流单体在雷达反射率因子PPI图像上表现为一个密实的回波,其水平尺度可以从1~2 km的积云塔,一直到几十公里的积雨云系.在本文的研究中,则采用了Dixon等人^[9]给出的定量的“风暴”定义,即:“风暴”是一个反射率因子和体积均大于给定阈值的三维连续区域.

1 资料和方法

1.1 资料

本文所使用的雷达基数据由天津塘沽(117°43'1"E, 39°2'38"N, 海拔高度 69.8 m)站观测,雷达型号为CINRAD-SA,资料时间跨度为2003~2007年的5~8月.考虑到雷达观测时间间隔短,数据量大,因此我们所用资料只包含有明显天气过程的数据(部分时次资料包括天气过程之前或之后1~2 d的数据),所用资料量共计151 d, 34068个时次.在降水模式下,塘沽雷达采用VCP21(9/6)的体扫模式.即在6 min内,完成如下9个仰角的扫描:0.5°, 1.45°, 2.40°, 3.35°, 4.3°, 6.0°, 9.9°, 14.6°和19.5°.需要指出的是,虽然北京大兴的多普勒雷达数据更适合针对北京及邻近地区强对流风暴的统计工作,但由于该雷达2006年才建设完成,其积累的数据太少无法达到统计工作要求.

由于雷达的低仰角基本反射率因子数据容易受到地物杂波污染,因此本文使用了中国气象科学研究院提供的软件和处理方法来去除地物杂波.该方法是在Kessinger方法^[10]的基础上,使用了基于模糊逻辑的分步式地物回波识别方法^[11].另外,该方法已经在北京地区的临近预报系统中使用,业务应用表明该软件能有效地去除地物杂波.

由于极坐标方式的雷达资料不方便进行对流风暴的统计工作,所有基数据都插值到三维笛卡尔坐标系下^[9].三维笛卡尔坐标系网格的设置如下:网格中心点为塘沽雷达站所在位置,区域半径为230 km,网格水平分辨率为0.01°×0.01°(约1 km×1 km);垂直分辨率为1 km,垂直方向从0.5 km到19.5 km共20层.

1.2 方法

为了得到每一个对流风暴的持续时间、运动速度大小和方向、顶高等属性,需要对每一个风暴进行识别和追踪.目前,基于雷达体扫数据的三维对流风暴识别和追踪的主要方法有TITAN (thunderstorm identification, tracking, analysis, and nowcasting)^[9]和SCIT (storm cell identification and tracking)^[12]算法.这些方法在风暴的外形和速度变化剧烈等恶劣情况下,容易出现风暴误识别,追踪失败的情况.本文使用了文献^[13]提出的风暴识别和追踪方法(SMC storm tracking, SMC-ST).在风暴的识别上,SMC-ST采用了基于数学形态学的多阈值风暴识别方法,可以较好地解决从复杂的风暴簇中分离出风暴单体的问题.在风暴的追踪上,引入了统计学领域的序贯蒙特卡洛(SMC)方法,使得追踪过程大大简化,不仅可以在追踪的过程中同时处理风暴的分裂与合并,还可以处理风暴的漏测情况.

对于统计中使用的多普勒雷达反射率因子资料,国外的研究普遍将35 dBZ的回波视为强对流的标志^[14,15],因此本文统一使用35 dBZ作为反射率因子阈值进行风暴识别.风暴的最小体积阈值设为30 km³.此处我们选择了一个较小的体积阈值,其目的在于可以识别出更多的发展初期的风暴.

2 结果及分析

对京津地区5 a对流风暴的识别和追踪,一共得到了71662个风暴路径(storm tracks).出于对整个风暴路径观测的完整性考虑,需要抛弃如下情况的风暴路径^[16]:

(1) 风暴距离雷达站过近, 以至无法准确地观测风暴顶; (2) 风暴是在雷达的观测范围之外形成的, 然后才移入了雷达的有效观测范围; 或风暴在消亡之前移出了雷达的有效观测范围; (3) 风暴只在一个时刻被观测到的情况; (4) 风暴在雷达开始运转之前就已经存在, 或在雷达停止运转时仍然存在的状况。

因上述 4 种情况而被抛弃的风暴路径总数为 38140 个, 剩下的完整观测(fully sampled)路径, 或称为好的路径(good track), 为 33522 个。在 33522 个风暴路径中, 有 2032 个(6.1%)路径发生了分裂或者合并。如果以 15 min 为界, 将风暴路径区分为短路径(short track)和长路径(longer track), 则在 33522 个风暴路径中, 有 12346 个(37%)风暴路径为短路径, 持续时间小于 15 min; 有 21176 个(63%)风暴路径为长路径, 持续时间大于 15 min。

下面从 2 个方面对风暴的各种属性特征进行统计: (1) 累积属性(aggregate storm properties), 这是针对整个风暴路径而言, 包括风暴的持续时间、运动速度和方向、顶高等。(2) 地理分布特征(geographical distribution), 这是对一个时间段内所有对流风暴空间分布的统计。

2.1 风暴的累积属性统计

() 生命史。图 1(a)给出了京津地区对流风暴持续时间的直方图。在 33522 个完整观测的风暴路径中, 有 25132 个(75%)风暴的生命史在 30 min 之内。对于持续时间超过 6 h 的风暴, 图中做了截断处理。图 1(b)给出了风暴平均体积分布的直方图。此处, 平均体积是指在风暴的生命史内体积的平均值。从图中可以看到: 绝大部分风暴的平均体积都不超过 400 km³。由于风暴识别算法中的体积阈值是 30 km³, 所以图中 0~30 的部分是空白的。另外, 图中对体积大

于 1000 km³的数据做了截断处理。从图 1 可以清楚地看到, 对流风暴的持续时间短、空间尺度小, 这也是难以对对流风暴的初生进行准确预报的原因。

图 2 给出了风暴初生时间的直方图分布。从图 2 中可以看出风暴的形成时刻有 2 个高峰期。第一个是午后 13:00~18:00(以下均为北京时), 这是热力对流最强的时刻。另一个是凌晨 1:00~3:00, 强度要明显小于 13:00~18:00 的对流。这一统计结果同闪电的日变化特征^[4]以及使用静止卫星红外亮温对北京及其周边地区的深对流活动^[7]进行统计获得的日变化特征类似。这种日变化特征可能与京津及邻近地区的特殊地理环境有关。由于绝大部分的对流风暴的生命史小于 1 h, 而上述风暴初生时刻的统计是按小时进行的, 因此风暴消亡时刻的分布与图 2 基本相同。

() 风暴的运动。图 3 给出了风暴的运动速度和方向的分布, 对于这些分布我们只使用了长路径风暴的数据(持续时间大于 15 min)。由图 3(a)可见, 风暴的速度在 10~60 km·h⁻¹ 内都有显著的分布, 其中分布最为密集的区域在 10~30 km·h⁻¹。而对风暴的运动方向, 图 3(b)则显示出一个明显的单峰分布, 即京津地区的风暴明显倾向于从西南向东北方向运动, 其峰值部分出现在 60°~100°附近(正北为 0°)。这可能与该地区暖季对流层低层盛行西南风有关^[17]。

() 风暴重要属性的分布。文献^[16]和^[18]指出: 对风暴的最大反射率因子, 使用三参数对数正态分布可以取得较好的拟合结果, 而风暴的顶高则近似服从正态分布。三参数对数正态分布如下:

$$f(x) = \frac{1}{(x - \beta)\sigma_n \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(\ln(x - \beta) - \mu_n)^2}{2\sigma_n^2}}, \quad (1)$$

其中 μ 和 σ 分别为均值和标准差, 这两个参数可以从 $\ln(x)$ 的均值和标准差中直接估计出来。第 3 个参数 β

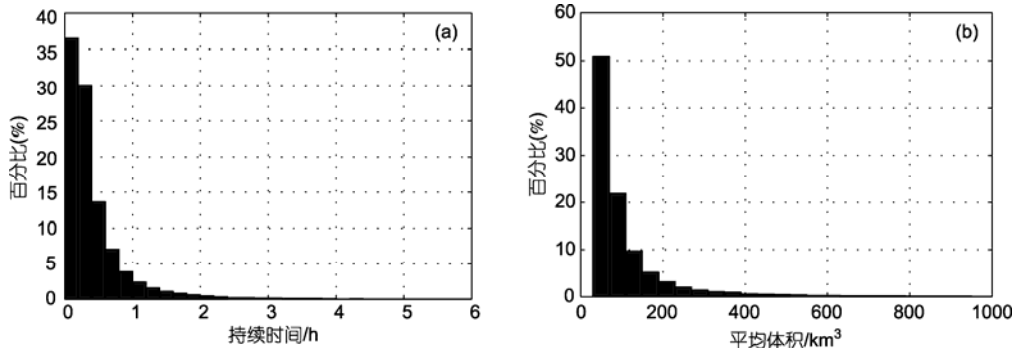


图 1 风暴持续时间(a)和平均体积(b)的直方图

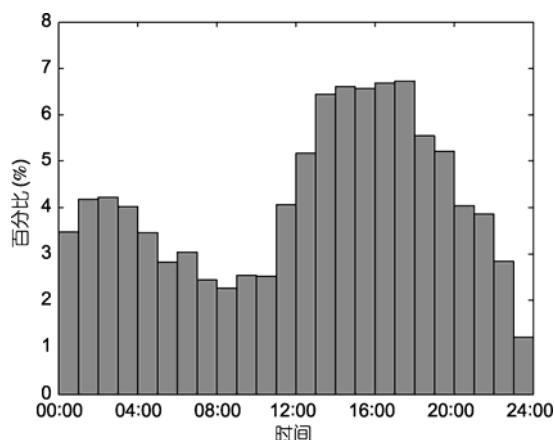


图2 风暴初生时间的直方图

横轴为北京时间. 风暴的形成时刻有2个波峰, 一个是凌晨1:00~3:00, 另一个是午后13:00~18:00

表示样本的下界.

图4(a)给出了风暴的最大反射率因子分布. 此处的最大反射率因子是指在风暴的持续时间内, 各个时刻风暴的最大反射率因子的平均值. 图中的虚线给出了对数正态拟合的结果, 可以看到最大反射率

因子基本服从对数正态分布, 取值集中分布在45~52 dBZ附近.

图4(b)给出了风暴的顶高分布, 此处的顶高是指在风暴的持续时间内, 各个时刻风暴顶高的平均值. 从图中可见, 风暴的顶高分布服从正态分布, 取值集中分布在5~7 km附近, 但强对流风暴的顶高可以到达15 km以上.

2.2 风暴的地理分布统计

图5是京津地区对流风暴的地理分布统计结果, 图像的中心点为塘沽雷达站的位置. 此处是在1 km × 1 km网格上计算风暴属性的地理分布, 并且对计算的结果使用5 × 5的中值滤波器进行了平滑处理.

图5(a)给出了风暴面积的地理分布. 可以看出: 北京西部地区风暴的面积较小, 而东部则明显较大. 从天气学的意义和不同下垫面区域的不同对流日变化特征来看, 西部山区的对流风暴可能更多为热雷暴, 空间与时间尺度都较小; 东部平原以及海洋地区的雷暴可能具有“湿对流”^[2]的特征, 其组织尺度都大于山区的热雷暴对流系统. 从图5(b)也可以看出: 风

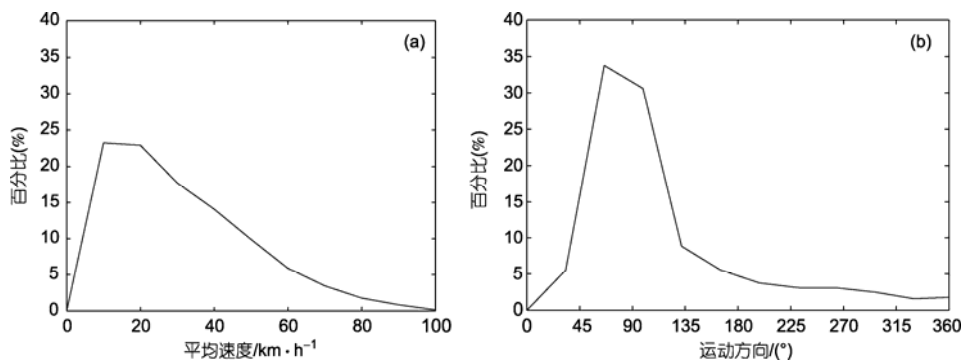


图3 风暴的速度分布(a)和风暴运动方向的分布(b)

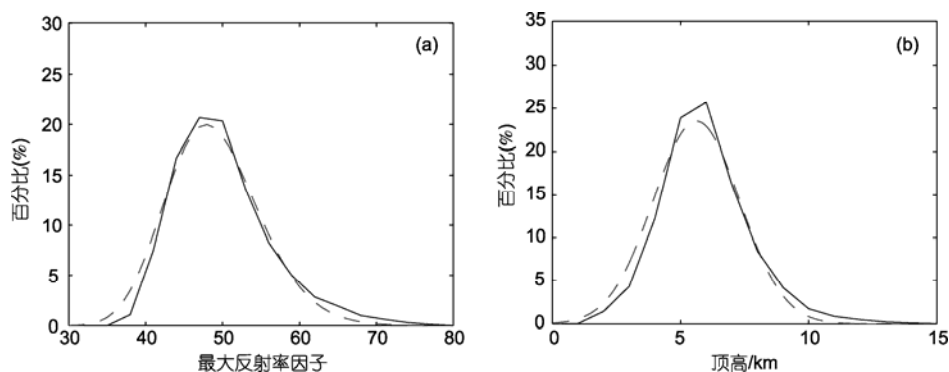


图4 风暴的最大反射率因子分布(a)和顶高分布(b)

图中实线为实际数据的分布. (a) 虚线为对数正态拟合的结果, 其中, $\mu = 3.87436$, $\sigma = 0.125443$, $\beta = 35.5$.

(b) 虚线为正态拟合的结果, 其中, $\mu = 5.62069$, $\sigma = 1.69829$

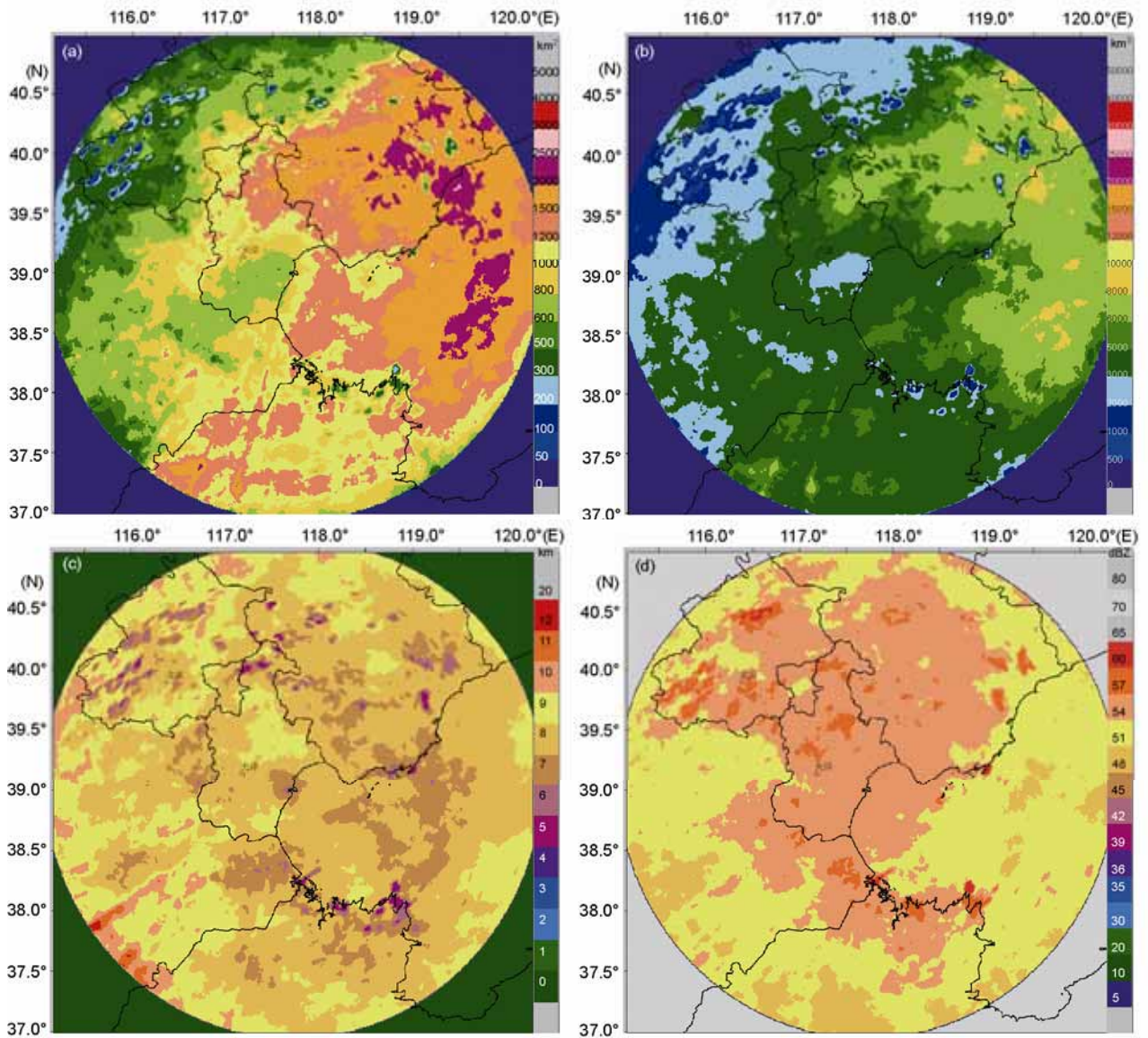


图 5 风暴面积(a)、体积(b)、顶高(c)和最大反射率因子(d)的地理分布统计

暴的体积分布与面积分布具有类似的规律。

图 5(c)和(d)分别给出了风暴顶高和最大发生率因子的地理分布。与面积等属性相比,风暴的顶高和最大反射率因子分布的规律性不是很明显。

3 结论和讨论

本文对京津地区 2003~2007 年 5~8 月的对流风暴进行了统计,给出了对流风暴的持续时间、体积、顶高等定量的统计结果,可以为京津地区的临近预报工作提供参考。统计结果表明:京津地区 75%的对流风暴持续时间小于 30 min,绝大部分的风暴体积小于

400 km³。从整体的运动趋势看,风暴倾向于从西南向东北运动,而运动速度集中分布在 10~30 km·h⁻¹。风暴顶的平均高度约为 6 km,但强对流风暴的顶高可以到达 15 km 以上。风暴的面积、体积等地理分布的特征显示了西弱东强的特点。这些风暴属性的统计结果,对于了解该区域的风暴气候特征有一定的参考价值。

由于 5 a 雷达资料的统计工作量很大,未来还有许多工作需要继续:(1) 由于单雷达的观测数据覆盖范围有限,塘沽雷达无法完整地观测从北京西南部移入的风暴。今后可以考虑,首先进行区域多雷达观测资料的拼图,然后进行识别、追踪和统计。例如,

北京周边地区(包括天津、石家庄、张家口等)已经布设了多部多普勒雷达,使用这些雷达的拼图数据可以对京津地区进行更加完整的观测和统计。(2)从风

暴的三维结构描述上考虑,目前使用的雷达基数据都是包含9个仰角的VCP21观测模式资料,包含14个仰角的VCP11观测模式资料应该更具优势。

致谢 美国国家大气研究中心(NCAR)Michael Dixon 博士提供了TITAN的参考信息,并提出了有益的建议。中国气象科学研究院的刘黎平研究员提供了雷达资料地物杂波的去除软件,谨此致谢。

参考文献

- 1 刘全根, 汤懋苍. 中国降雹的气候特征. 地理学报, 1966, 32: 48—65
- 2 张家诚, 林之光. 中国气候. 上海: 上海科学技术出版社, 1985. 411—436
- 3 丁青兰, 王令, 陈明轩, 等. 北京地区暖季对流天气的气候特征. 气象, 2007, 33: 37—44
- 4 郑栋, 孟青, 吕伟涛, 等. 北京及其周边地区夏季地闪活动时空特征分析. 应用气象学报, 2005, 16: 638—644
- 5 马明, 陶善昌, 祝宝友, 等. 卫星观测的中国及周边地区闪电密度的气候分布. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34: 298—306
- 6 Ma Y, Wang X, Tao Z Y. Geographic distribution and life cycle of mesoscale convective system in China and its vicinity. Prog Nat Sci, 1997, 7: 701—706
- 7 郑永光, 陈炯, 陈明轩, 等. 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, 2007, 52: 1700—1706
- 8 俞小鼎, 姚秀萍, 雄廷南, 等. 多普勒天气雷达原理与业务应用. 北京: 气象出版社, 2006. 180—231
- 9 Dixon M, Wiener G. TITAN: Thunderstorm identification, tracking, analysis, and nowcasting ——A radar-based methodology. J Atmos Oceanic Technol, 1993, 10: 785—797[DOI]
- 10 Kessinger C, Ellis S, Vanandel J, et al. The AP clutter mitigation scheme for the WSR288D. Preprints of 31st Conference on Radar Meteorology, Seattle Washington. Amer Meteorol Soc, 2003, 526—529
- 11 刘黎平, 吴林林, 杨引明. 基于模糊逻辑的分步式超折射地物回波识别方法的建立和效果分析. 气象学报, 2007, 65: 252—260
- 12 Johnson J T, MacKeen P L, Witt A, et al. The storm cell identification and tracking algorithm: An enhanced WSR-88D algorithm. Weather Forecast, 1998, 3: 263—276[DOI]
- 13 Han L, Fu S X, Yang G, et al. A stochastic method for convective storm identification, tracking and nowcasting. Prog Nat Sci, 2008, doi: 10.1016/j.pnsc.2008.06.006[DOI]
- 14 Mecikalski J R, Bedka K M. Forecasting Convective Initiation by Monitoring the Evolution of Moving Cumulus in daytime GOES imagery. Mon Weather Rev, 2006, 1: 49—78[DOI]
- 15 Roberts R D, Rutledge S. Nowcasting storm initiation and growth using GOES-8 and WSR-88D data. Weather Forecast, 2003, 18: 562—584[DOI]
- 16 Dixon M. Automated storm identification, tracking and forecasting ——A radar-based method. PhD Thesis. Colorado: University of Colorado, 1994. 43—51
- 17 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. 北京大学学报(自然科学版), 2007, 43: 600—608
- 18 Atlas D, Rosenfeld D, Short D A. The estimation of convective rainfall by area integral 1. The theoretical and empirical basis. J Geophys Res, 1990, 95: 2153—2160[DOI]