

新疆地区一次对流性降水的三维中尺度风场研究*

庄薇¹⁾ 刘黎平¹⁾ 王楠²⁾

¹⁾(中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室,北京 100081) ²⁾(陕西省气象台,西安 710015)

摘 要

利用 2004 年外场试验获得的乌鲁木齐和五家渠 C 波段双多普勒雷达资料,分析了双多普勒雷达风场反演方法和资料的可靠性,研究了 2004 年 8 月 8 日发生在乌鲁木齐和五家渠的一次强对流性降水的回波和风场中尺度结构及演变过程。结果表明:这两部雷达观测的回波强度相关很好,雷达基线上的径向速度基本一致,资料可靠,适合进行双多普勒雷达观测;Cressman 插值的影响半径的变化对风场的中尺度结构基本没有影响,径向速度误差引起的风场反演误差与该点所处的位置有关,1 m/s 径向速度误差也不会改变风场的中尺度结构。该过程为对流单体发展为对流带状回波的过程,在对流单体的左侧生成新的对流单体,逐步发展为长度约 90 km 范围的带状对流系统,该系统恰与较强的东北风和较弱的西风形成的辐合相对应,上升气流与强对流回波相对应,不同对流单体有各自相独立的风场结构。用双多普勒雷达观测得到对流系统的内部风场有利于了解对流系统的内部动力过程,从而探讨降水的形成和演变机理。

关键词: 双多普勒雷达; 风场结构; 中尺度对流系统

引 言

新疆乌鲁木齐及周边地区是新疆政治、经济、文化和商贸中心,也是全国主要的产棉地区,但雷暴和冰雹等强对流天气却频繁发生,由此产生的气象灾害给当地造成了严重的经济损失。探测雷暴、冰雹等强对流天气的动力和热力结构对研究西部地区对流过程的中尺度演变规律和机理,提高人工影响天气的能力有重要意义,而多普勒雷达特别是双多普勒雷达同步观测是研究对流系统中尺度结构最有效的方法。近几年来,随着新一代多普勒天气雷达网的建设,为用多普勒雷达探测西北地区对流系统的动力结构提供了条件。

在美国、日本等国,双多普勒雷达技术应用于大气科学外场试验,已经成为研究降水系统三维风场结构最常用的方法。1969 年 Armij^[1]给出笛卡尔坐标系下双多普勒天气雷达反演风场的方程组。1970 年, Lhermitte 等^[2]提出并发展了双多普勒天气雷达大气风场探测的共面技术(coplan),以便在这个平面上直接计算风场,减少插值造成的误差。1980

年, Ray 等^[3]提出了 ODD 技术(over determined dual Doppler)。1996 年, Chong 等^[4]在 ODD 技术的基础上又提出了 EODD(extended ODD)技术。1998 年, Bourquet 等^[5]又提出了多部多普勒雷达合成和连续调整技术(a Multiple Doppler Synthesis and Continuity Adjustment Technique: MUSCAT)。

近年来我国在双多普勒雷达资料质量控制、暴雨中尺度结构等方面的研究取得了很大的进展。2002 年,张沛源等^[6]从理论上分析了影响双多普勒天气雷达风场反演可靠性的内在因素。2003 年刘黎平等^[7]提出了用双多普勒雷达观测资料进行回波强度、径向速度和方位定位的质量控制方法,从理论上分析了双多普勒雷达观测误差引起的风场反演的误差。1999 年在淮河流域开展了淮河流域试验,研究了该地区降水的三维结构特征、暴雨的发生与风场的关系等研究^[8-9]。2001—2002 年 973“我国重大天气灾害的形成机理和预测理论”项目在长江流域开展了梅雨锋暴雨的外场试验,刘黎平等^[10-11]、Shao 等^[12]利用双多普勒雷达同步观测系统,对暴雨的中尺度风场结构进行观测和研究,得到了梅雨锋暴雨的三维风场结构。

* 国家自然科学基金项目(40375008)资助。
2005-07-15 收到, 2006-02-16 收到再改稿。

在西部地区对流过程研究方面,1997年,刘黎平等^[13]利用双线偏振雷达资料比较了雷暴云和冰雹云的回波强度 Z_H 和差反射率因子 Z_{DR} 的宏观特征,为双线偏振雷达识别雹云提供了依据;2000年,伍志方等^[14]得出南疆北部渭干河灌区单体冰雹云的结构及发展演变特点;2001年,冯建民等^[15]利用回归概率法和 χ^2 检验法分别建立判别强对流天气的类型;2001年,伍志方等^[16]详细分析了一次强对流天气的环流背景、回波发展演变过程和回波的多普勒特征及其风场结构;2002年,刘勇等^[17]利用西安 713(5 cm) 雷达资料,对陕西中部的冰雹云进行了初步分析;2002年,冯锦明等^[18]利用 1998 年青藏高原地面雷达资料、探空资料和地面降水资料,计算分析了雷达回波、层结热力参量及其降水的统计特征。

尽管我国对双多普勒雷达和西北地区对流系统的研究已作了大量工作,但对双多普勒雷达的研究仅限于淮河流域和长江中下游,对西北地区对流系统的研究也仅限于对常规天气雷达单参量回波特征及演变过程的研究,这对了解对流系统的动力结构是远远不够的。本文利用新疆两部相距 29 km 的 C 波段新一代天气雷达,构成双多普勒雷达观测系统,来研究该地区对流系统的动力结构。

1 资料和反演方法简介

为了研究新疆地区降水系统的动力结构,国家自然科学基金项目“用双多普勒雷达研究新疆主要降水系统的中尺度动力特征”,在新疆乌鲁木齐和五家渠开展外场试验,以中尺度对流系统为主要研究对象,对其中心尺度风场结构进行观测。在双多普勒雷达同步观测时,两部雷达都采用 14 层的 VCP11 观测模式进行连续体积扫描观测,每 5~6 min 提供一个雷达的体扫资料,仰角在 0.5°到 19.5°内变化,雷达径向速度的误差 < 1 m/s。本文利用相距 29 km 的乌鲁木齐 C 波段多普勒雷达和五家渠 C 波段多普勒雷达组成的双多普勒雷达系统的观测资料,分析了双多普勒雷达风场反演方法和资料的可靠性(2004 年 7 月 5 日和 2004 年 8 月 8 日两次对流过程),研究了 2004 年 8 月 8 日在乌鲁木齐和五家渠一次强对流性降水的回波和风场中尺度结构及演变过程。

双多普勒雷达风场反演时,首先对两部雷达的原始资料进行退速度模糊处理^[19],然后将以极坐标

存储的雷达资料(回波强度和径向速度)用 Cressman 方法插值到水平格距和垂直格距均为 0.5 km 的直角坐标上,再采用直角坐标系下风场直接合成的方法,来反演中尺度风场结构。根据两部雷达的相对位置,用插值到直角坐标的雷达资料,对两部雷达资料进行回波位置、回波强度和径向速度对比。

风场直接合成的方法如下,首先假设垂直速度对径向速度的贡献为零,即设垂直速度 $w = 0$,这样利用下式就可以计算水平风场 u, v 的第一估值:

$$V_{r1} = \frac{u(X - X_{01})}{R_1} + \frac{v(Y - Y_{01})}{R_1} + \frac{(w - V_t)(Z - Z_{01})}{R_1} \quad (1)$$

$$V_{r2} = \frac{u(X - X_{02})}{R_2} + \frac{v(Y - Y_{02})}{R_2} + \frac{(w - V_t)(Z - Z_{02})}{R_2} \quad (2)$$

$$R_1 = [(X - X_{01})^2 + (Y - Y_{01})^2 + (Z - Z_{01})^2]^{1/2} \quad (3)$$

$$R_2 = [(X - X_{02})^2 + (Y - Y_{02})^2 + (Z - Z_{02})^2]^{1/2} \quad (4)$$

式(1)~(4)中:(X, Y, Z)为所反演风场的位置坐标,(X_{01}, Y_{01}, Z_{01}),(X_{02}, Y_{02}, Z_{02})分别为两部多普勒雷达天线的位置, V_{r1}, V_{r2} 为两部雷达探测的该点的两个方向的径向速度, V_t 为降水粒子的下落速度,它可以利用回波强度进行估计:

$$V_t = 3.8 Z^{0.72} \quad (5)$$

然后利用下式计算垂直速度的第一估值:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} + w \frac{\partial \ln \rho}{\partial z} = 0 \quad (6)$$

$$w(z = z_0) = w_0 \quad (7)$$

然后将 w 的第一估值代入式(1)~(7)重新计算 u, v, w ,直到满足精度。

2 双多普勒雷达资料的质量控制

2.1 双多普勒雷达观测资料的对比方法

回波强度和径向速度的对比方法如下:根据两个雷达的相对位置将两个雷达在不同直角坐标下的资料转化到同一坐标上。在进行回波强度比较时,尽量选择与两部雷达距离相近的回波区进行对比;而两部雷达探测的径向速度只有在雷达连线附近的区域方向一致,所以选择在两部雷达连线上 1~2 km 的等

高面上对其进行对比。

2.2 对比结果

对2004年8月8日新疆外场试验的一次降水过程的双多普勒雷达资料进行对比试验。从2004年8月8日01:06(北京时,下同)在2.5 km等高面上乌鲁木齐雷达和五家渠雷达的回波强度图(图略),可以看出两部雷达观测到的回波位置、回波强度和结构非常一致。其他时间段(2004年7月5日和2004年8月8日)的两部雷达观测到的回波位置、回波强度和结构与上述结果基本类似。

由2004年8月8日01:50乌鲁木齐五家渠雷达回波强度相关图(图略)可知,若两部雷达探测到的回波强度分布特征完全相同,则相关图应位于 $y=x$ 直线上。由图可见,两部雷达的相关性还是比较好的。其他时间段(2004年7月5日和2004年8月8日)的两部雷达的回波相关图与上述结果基本类似。

由2004年8月8日01:50乌鲁木齐五家渠雷达不同回波强度的概率分布图(图略)可知,除两个雷达观测的弱回波区的变化趋势有所区别外,两部多普勒雷达探测到的回波强度概率分布曲线在形状上基本一致,尤其在5~45 dBz的范围内,两条曲线很吻合。其他时间段(2004年7月5日和2004年8月8日)的两部雷达回波强度的对比结果和上面的基本类似。从回波强度相关图以及概率分布图来看,乌鲁木齐和五家渠两部雷达探测到的回波强度比较一致,不需要订正。

对于乌鲁木齐和五家渠雷达观测的径向速度,在雷达连线1~2 km的等高面上进行对比。由2004年8月8日02:17乌鲁木齐五家渠雷达连线上方2 km等高线上的径向速度对比图(图略)可知,乌鲁木齐和五家渠的径向速度的差异很小,变化趋势基本一致。其他时间段(2004年7月5日和2004年8月8日)的两部雷达径向速度的对比结果和上面的基本类似。乌鲁木齐和五家渠两部雷达探测到的径向速度比较一致,不需要订正。

3 雷达资料插值和径向速度误差对反演风场的影响

3.1 影响半径对风场反演的影响

将以球坐标形式存储的雷达原始资料,经Cressman插值到直角坐标系时,需要考虑影响半径。比较影响半径分别为2 km,3 km,4 km和5 km时

的风场反演图,得出影响半径的变化对风场的中尺度结构基本没有影响,只是影响半径较大时,反演的风场比较均匀,小扰动被忽略。由于本次对流系统尺度较小,为了能更好反演它的风场,将影响半径取为2 km。彩图1a和彩图1b给出了2004年8月8日01:50影响半径分别取2 km,5 km时在1.5 km等高面上反演的风场(背景为乌鲁木齐雷达的回波强度),其他时间段(2004年7月5日和2004年8月8日)得到类似结论,图略。

3.2 径向速度误差对反演风场的影响

彩图2给出了2004年8月8日05:02两部雷达径向速度误差为随机误差(两部雷达的径向速度加入0~1 m/s的随机变化误差与径向速度没有加入误差时风场的差别)时和为系统误差(两部雷达的径向速度加入1 m/s的固定不变的系统误差与径向速度没有加入误差时风场的差别)时水平风场大小的反演误差,白色区域为无回波的区域(横纵坐标都为格点,格点分辨率为1 km×1 km),两部雷达坐标分别为(0,0),(13,25)。从这两张图可以看出:两部雷达探测到的径向速度的夹角接近0°或180°时,反演误差比较大。两部雷达探测的径向速度的夹角在45°到135°范围内,随机误差和系统误差引起的风速的大小误差分别在1 m/s和2 m/s以内。其他时间段(2004年7月5日和2004年8月8日)得到类似结论,图略。径向速度误差引起的风场反演误差与该点所处的位置有关,径向速度夹角在45°到135°范围内的区域,风场误差较小,1 m/s的径向速度误差也不会改变风场的中尺度结构,这种风场反演方法是比较稳定的。

4 风场的中尺度特征

4.1 背景场分析

受高空浅槽和地面冷锋共同影响,2004年8月8日凌晨,新疆乌鲁木齐出现了一次阵性降水过程,6 h降水量达13 mm。2004年8月7日20:00,500 hPa天气图(图略)上,在35°~50°N之间,90°E附近有一浅槽,并伴有冷平流,乌鲁木齐位于槽线上,温度露点差为3℃,湿度较周围地区明显偏大。同一时刻低层形势与500 hPa形势基本一致。地面上,从7日14:00—20:00有一条冷锋移过乌鲁木齐地区。

4.2 回波结构、径向速度及演变特征

从乌鲁木齐和五家渠这两部雷达回波演变(彩

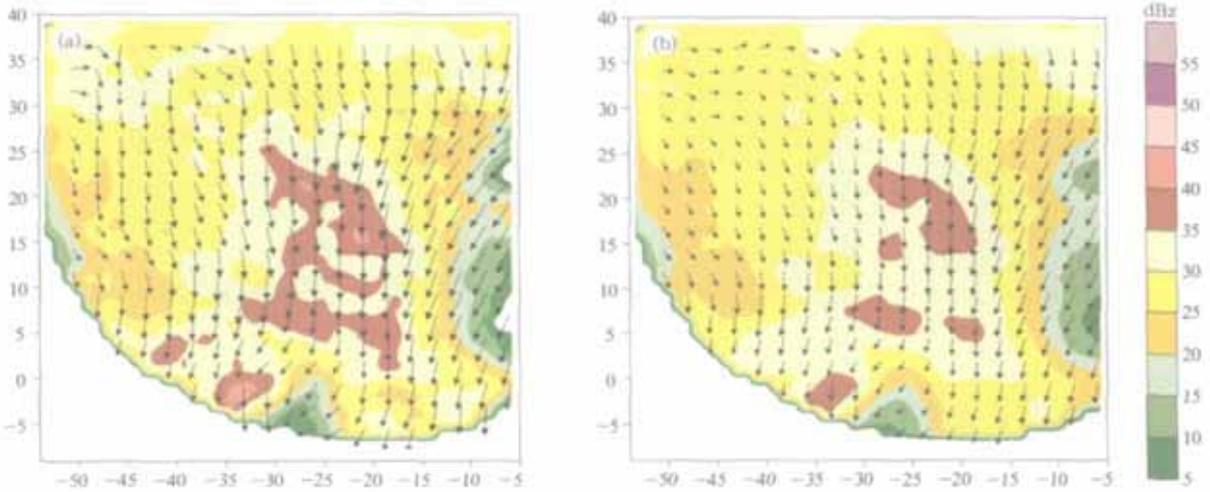


图1 2004年8月8日01:50乌鲁木齐雷达在1.5 km等高面上反演的风场
(a)影响半径为2 km, (b)影响半径为5 km
(坐标原点表示乌鲁木齐雷达的位置, 格点分辨率为1 km × 1 km)

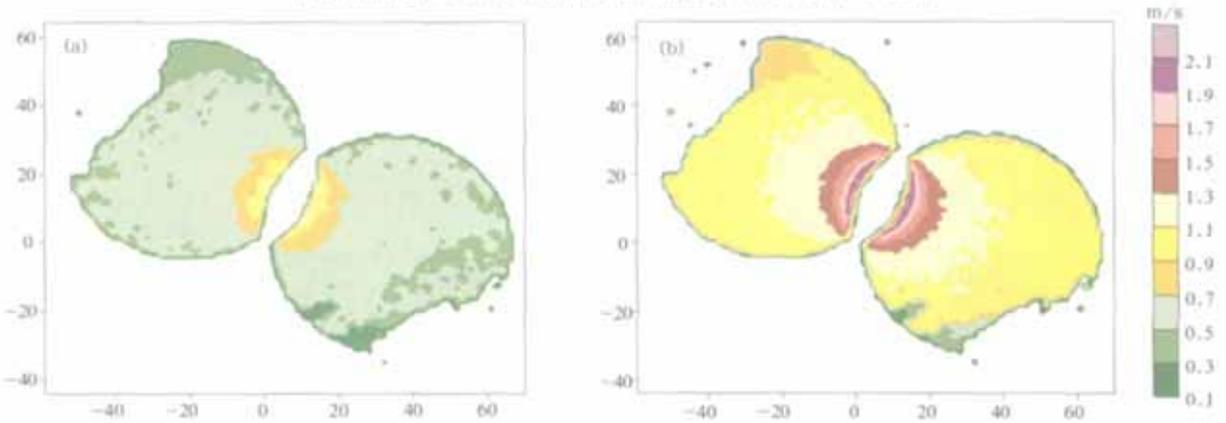


图2 2004年8月8日05:02在2 km等高面上乌鲁木齐与五家渠两雷达径向速度误差都为随机误差(a)和系统误差(b)时的水平风场大小的反演误差(五家渠雷达坐标为(13,25), 其他说明同图1)

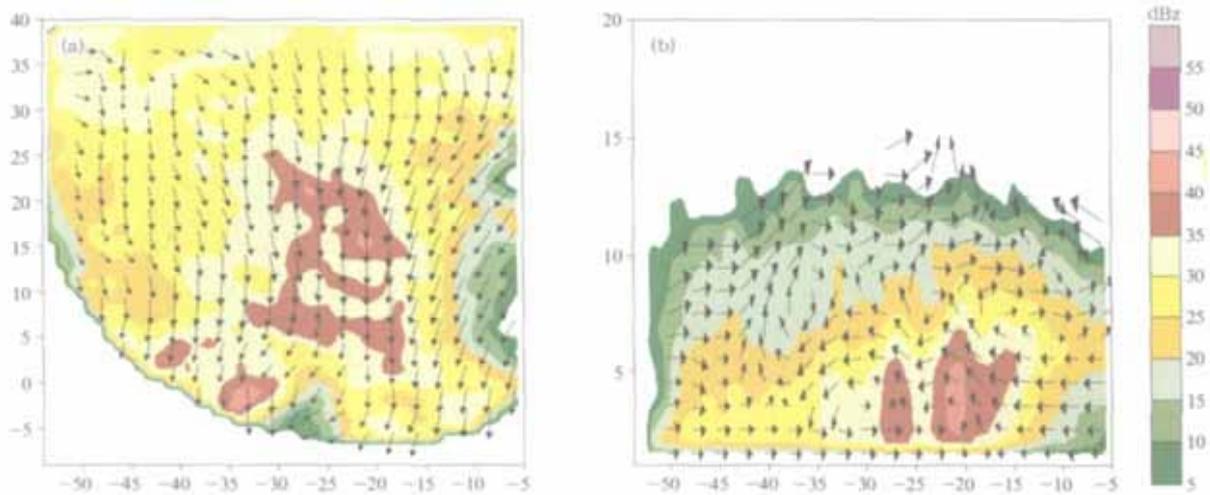


图5 2004年8月8日01:50乌鲁木齐雷达在2 km等高面上水平风场(a)和在y=70东西剖面风场(b)
(坐标原点表示乌鲁木齐雷达的位置, (a)和(b)格点分辨率分别为1 km × 1 km和1 km × 0.5 km)

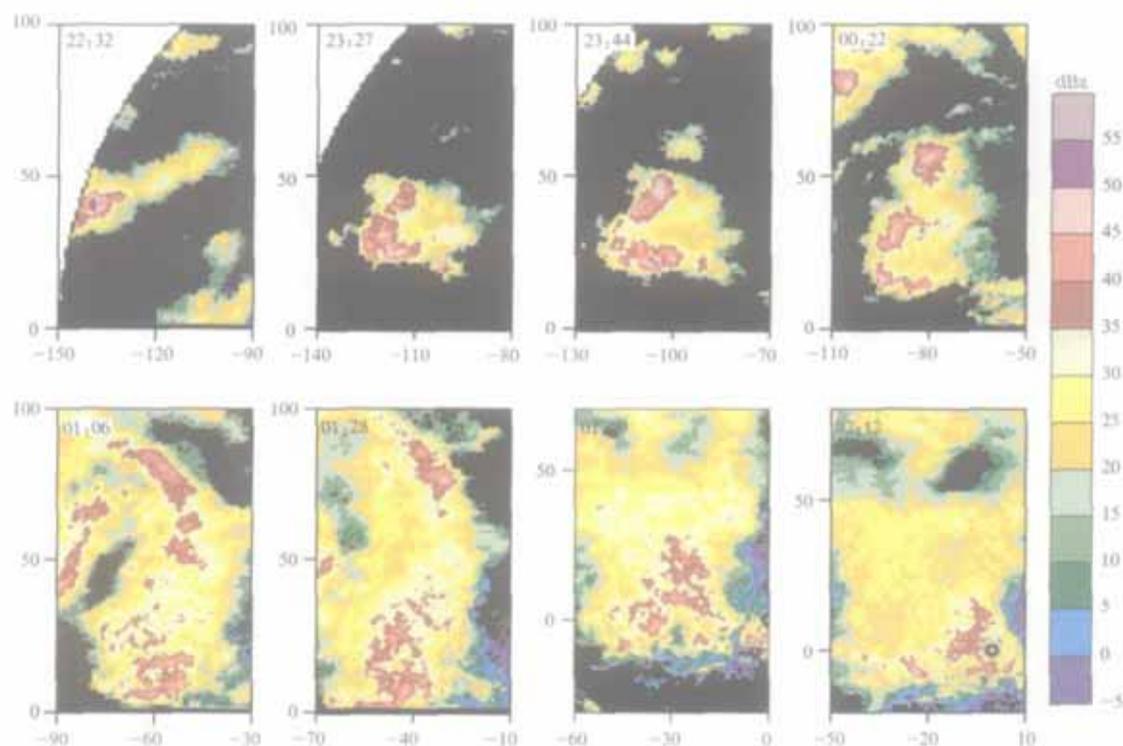


图3 2004年8月7—8日不同时刻乌鲁木齐雷达回波强度的演变过程
(仰角 0.5° , 探测范围150 km, 坐标原点表示乌鲁木齐雷达的位置, 格点分辨率为 $1\text{ km} \times 1\text{ km}$)

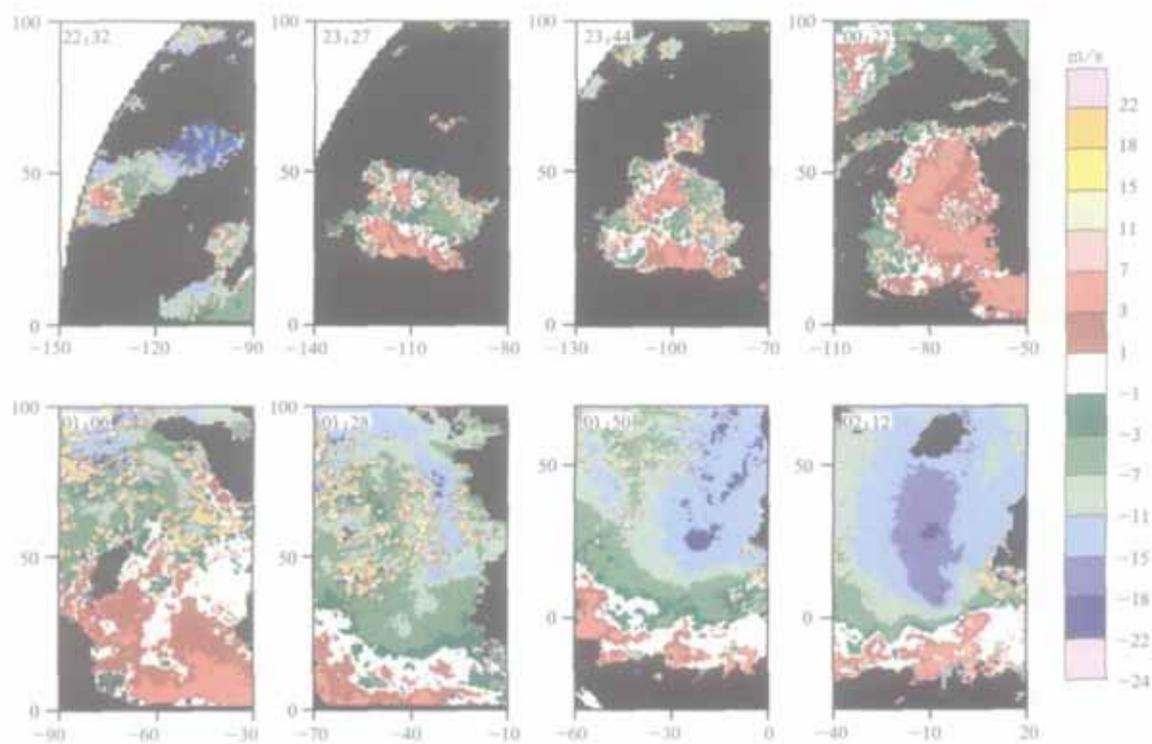


图4 2004年8月7—8日不同时刻乌鲁木齐雷达径向速度的演变过程
(说明同图3)

图 3) 来看,2004 年 8 月 7 日 22:32 对流系统移入雷达观测范围内,到 8 日 03:29 对流系统消散,对流系统从一个对流单体发展为带状多个单体中尺度对流系统,再合并加强,然后分裂,直至消散近 5 h,行程 180 km。

2004 年 8 月 7 日 22:32,对流云前部刚刚移入雷达观测系统时,只有一个对流单体,呈带状,回波顶高只有 5.8 km,回波强度的中心值为 55 dBz,向正东方向缓慢移动。从径向速度演变(彩图 4)可以看出,有一个中尺度气旋与之对应,其最大径向速度切变为 22 m/s,尺度为 9 km,垂直方向延伸 5 km。23:00 对流单体发展为团状,强回波面积(回波强度 40 dBz 以上)增大到 20 km×20 km。23:27 对流单体的左侧迅速发展,在对流单体的左侧又有一新的单体生成,新单体也有类似的径向速度特征。23:44 右侧回波的左侧与右侧分裂成为两个回波单体,两个单体的回波强度都有所加强,回波强度的中心值为 55 dBz。对流单体左侧的新生单体快速发展,随后与其合并,回波顶高达到 8.2 km,此时与这一强回波对应的辐合带逐步形成。8 日 00:22 左边的回波再次分裂,对流系统由左、中 and 右 3 块对流云组成,回波顶高开始降低,最左侧的回波得到加强,辐合带进一步加强,形成了非常完整的辐合带。01:06 对流系统到达乌鲁木齐附近,并与后侧的对流云合并,对流系统得到进一步发展,基本联成一南北向的强回波带,长度约 90 km,最大回波顶高为 9 km。01:28 回波再次分裂为左右两个,左边回波向正东移动,于 01:50 消散,强的偏北气流盛行时,辐合带基本消失。右边的回波向东南方向移动,01:39 回波开始减弱,最大回波只有 50 dBz。02:12 对流云穿过雷达中心,最大回波顶高为 7 km,并逐渐减弱,03:29 对流云消散,并移出雷达观测系统。

4.3 风场三维结构

2004 年 8 月 8 日 01:06 对流系统移入乌鲁木齐附近。2004 年 8 月 8 日 01:06 在 2 km 上水平风场图(图略),背景为回波强度。在反演区中心,有较强的北风和较弱的东北风形成辐合;从回波强度来看,这里有一个大值区(大于 40 dBz)。这说明强回波区与风场的辐合带有很好的对应关系,低层辐合是形成强回波带的重要原因。 $y = 40$ 处东西垂直剖面图(图略)可知,在低层强回波区域处,东北风和西北风辐合抬升,在高层气流向东流出。这种低层辐合,高层辐散的动力配置,容易形成比较强烈的上升运动,有利

于对流发展。南北方向垂直剖面图上得到同样结果。

2004 年 8 月 8 日 01:28 在 2 km 上水平风场反演图(图略),有较强的东北风和较弱的西风在强回波区辐合,辐合的强度和位置与前一时刻相比,变化不大。2004 年 8 月 8 日 01:28 东西方向垂直剖面风场图(图略),在低层气流向西倾斜上升,在 3.5 km 高度层逐渐变为向东倾斜上升,形成对流系统的入流区。在 6.5 km 高度层,大部分气流折向东传播,与系统东侧的下沉气流形成一个明显的顺时针垂直环流。部分气流从高空流出。

01:50 对流云迅速向东南方向移去。彩图 5a 给出了 2004 年 8 月 8 日 01:50 乌鲁木齐西北侧 2 km 高度上的回波强度、水平风场。这个块状回波长 40 km,宽 30 km 左右,最大回波强度 45 dBz,在强回波南侧形成辐合。3 km 高度上,在强回波的西侧有辐合,东北侧辐散。4 km 高度上,回波强度中心有辐散,西侧有辐合,5 km 高度上风场比较均匀,基本为西南风,但在强回波西侧有一明显辐散区。02:12 对流云穿过乌鲁木齐雷达,转为西北风并迅速消散。

彩图 5b 给出了 2004 年 8 月 8 日 01:50 东西方向剖面的风场和回波强度的垂直结构。从东西方向来看,回波顶高为 7.5 km,强回波区为上升气流,最大上升速度为 2 m/s。强回波的西侧为下沉气流,这一下沉气流正好与弱回波相对应,同时弱回波西侧的另一强回波为上升气流。这两条回波带有各自相独立的风场结构,但不同回波带又相互影响,形成降水。从南北向的垂直剖面来看:东北风是形成上升气流的主要原因。1.5 km 高度层及以下的辐合很重要。

5 结 论

1) 乌鲁木齐和五家渠构成的双多普勒雷达观测系统观测的回波强度相关很好,雷达基线上的径向速度也基本一致,资料可靠,适合进行双多普勒雷达观测。C 波段雷达雨区衰减问题应予考虑。

2) 对插值方法对风场反演研究表明:插值的参量选择对风场的细致结构有一定影响;径向速度误差引起的风场反演误差与该点所处位置有关,1 m/s 的径向速度误差也不会改变风场的中尺度结构,风场反演方法稳定。

3) 2004 年 8 月 8 日发生在乌鲁木齐和五家渠的过程为对流单体发展为对流带状回波的过程,对

流单体的左侧又生成新的对流单体,对流云的回波强度在 50 ~ 55 dBz 之间,最大回波顶高一般为 8 km 左右。对流单体间相互合并,加强了对流系统,最后发展为长度约 90 km 范围的对流系统。该系统正好与较强的东北风和较弱的西风形成的辐合相对应,上升气流与强对流回波相对应。不同回波带有各自独立的风场结构,但不同回波带又相互影响,形成降水。

4) 对于此类范围小、变化快、生命史短的中尺度对流系统,由于站点之间间距较大,用常规的天气分析方法很难了解对流系统的动力结构。用双多普勒雷达观测研究可以得到对流系统的内部风场,了解对流系统的内部动力过程,从而探讨降水的形成和演变机理。

参考文献

- [1] Armijo L. A theory for the determination of wind and precipitation velocities with Doppler radar. *J Atmos Sci*, 1969, 26(3): 570-573.
- [2] Lhermitte R M, Miller L J. Doppler Radar Methodology for the Observation of Convection Storms. 14th Radar Meteorology Conference. American, Tucson: American Meteor Society, 1970: 133-138.
- [3] Ray P S, Zieler C L, Bumgarner W. Single and multiple Doppler radar observations of tornadic storms. *Mon Wea Rev*, 1980, 108(10): 1607-1625.
- [4] Chong M, Campos C. Extended overdetermined dual-Doppler formalism in synthesizing air born Doppler radar data. *J Atmos Oceanic Tech*, 1996, 13(3): 581-597.
- [5] Bousquet O, Chong M. A multiple-Doppler synthesis and continuity adjustment technique to recover wind components from Doppler radar measurement. *J Atmos Oceanic Tech*, 1998, 15(13): 343-359.
- [6] 张沛源,周海光,胡绍萍. 双多普勒天气雷达风场探测的可靠性研究. *应用气象学报*, 2002, 13(4): 485-495.
- [7] 刘黎平,张沛源,梁海河,等. 双多普勒雷达风场误差和资料的质量控制. *应用气象学报*, 2003, 14(1): 17-29.
- [8] Ge Wenzhong, Zhang Weiping, Dang Renqing. A Study on the Non-uniform Structure of Meiyu Front Precipitation by Use of Radar Field Data, The Third GAME-HUBEX Workshop on Mesoscale Systems in Meiyu/Baiyu Front and Its Hydrological Cycle, Kunming, 2001: 50-53.
- [9] 周海光,王玉彬. 双多普勒雷达对淮河流域特大暴雨的风场反演. *气象*, 2002, 30(2): 17-20.
- [10] 刘黎平,邵爱梅,葛润生,等. 一次混合云暴雨过程风场中尺度结构的双多普勒雷达观测研究. *大气科学*, 2004, 28(2): 278-283.
- [11] 刘黎平. 用双多普勒雷达反演降水系统三维风场试验研究. *应用气象学报*, 2003, 14(4): 502-504.
- [12] Shao Aimei, Qiu Chongjian, Liu Liping. Kinematic structure of a heavy rain event from dual-Doppler radar observations. *Adv Atmos Sci*, 2004, 21(4): 609-616.
- [13] 刘黎平,钱永甫,王致君. 平凉地区云的雷达回波和降水的气候特征. *高原气象*, 1997, 16(3): 265-273.
- [14] 伍志方,张沛源,张春良. 714CD 多普勒天气雷达和 711 测雨雷达探测雷云的对比分析. *高原气象*, 2000, 19(1): 1-8.
- [15] 冯建民,徐阳春,李凤霞,等. 宁夏川区强对流天气雷达判别及预报指标检验. *高原气象*, 2001, 20(4): 447-452.
- [16] 伍志方,张春良,张沛源. 一次强对流天气的多普勒特征分析. *高原气象*, 2001, 20(4): 202-207.
- [17] 刘勇,张科翔,周丽峰,等. 2002 年陕西冰雹特点及雷达回波特征. *陕西气象*, 2003, (1): 14-16.
- [18] 冯锦明,刘黎平,王致军,等. 青藏高原那曲地区雨季雷达回波、降水和部分热力参量的统计特征. *高原气象*, 2002, 21(4): 368-374.
- [19] 梁海河,张沛源,葛润生. 多普勒天气雷达风场退模糊方法的研究. *应用气象学报*, 2002, 13(5): 591-601.
- [20] 张沛源,陈荣林. 多普勒速度图上的暴雨判据研究. *应用气象学报*, 1995, 6(3): 373-378.

Study on Three dimensional Wind Fields of Mesoscale Convective Systems in Xinjiang

Zhuang Wei¹⁾ Liu Liping¹⁾ Wang Nan²⁾

¹⁾ (State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)

²⁾ (Shaanxi Meteorological Observatory, Xi'an 710015)

Abstract

The dual Doppler radar system constructed by two C-band Doppler radars in Urumqi and Wujiaqu is used to detect convective systems in Xinjiang Uighur Autonomous Region in 2004, it is supported by the project of National Natural Science Foundation of China (NSFC) "Study on Mesoscale Kinetic and Thermodynamic Feature of Precipitation System with Dual Doppler Radar in Xinjiang". It focuses on the three-dimensional wind field retrieved with dual Doppler radar technique in the strong mesoscale convective systems that produces relatively heavy rainfall within the observational network from 22:30 (BT) 7 August to 02:30 8 August 2004, and the three-dimensional wind structure of these systems as well as their evolution processes are analyzed. Moreover, the radar data quality and reliability of the wind retrieval algorithm with dual Doppler radar are also examined.

The positions and structures of radar echoes captured by the two radars are well matched, the radial velocities observed by the radars above the radar baseline are mostly the same, the dual Doppler radar technique is reliable and suitable for the observations of mesoscale convective systems. The sensitivity analysis of the interpolation algorithm on wind retrieval framework demonstrates that the influence radius of Cressman interpolation does not play a significant role in determining the wind structures of mesoscale convections. Even though the wind retrieval errors resulted from the radial velocity measurement errors are associated with their relative positions to the radars, however, such type of errors within 1 m/s on radial velocity would not change the major shapes of the mesoscale wind structures.

According to the evolutions of these mesoscale systems, the several convective cells develop into convective precipitation band. Some new cells are generated along the left side of the old ones, whose reflectivity vary from 50 to 55 dBz with the maximum 8 km top height, and finally develop as a band-shaped convective cluster (with 90 km length) after 4 hours. The convective band is corresponding with a strong convergence produced by a branch of strong northeasterly wind and a weak westerly wind, and the updraft is just located at the maximum reflectivity center. The different convective cells actually have their independent wind structures respectively, but they would subsequently interact with each other to engender heavy rainfall weathers. Besides, there are limits to the measurements on this type of mesoscale convective systems in the conventional observations, such as radio sounding, whose spatial and temporal resolutions are limited at hundreds kilometers and 12 hours respectively. Consequently, it is not sufficient to determine their dynamic structures, which develop quickly and have relatively short lifecycle. Fortunately, due to the retrieved wind fields of these mesoscale convections with dual Doppler radar observations, it would be easier to analyze their kinetic features and therefore study the initiation and development mechanism of the mesoscale rainfall systems.

Key words: dual Doppler radar; wind structure; mesoscale convective system