

文章编号: 1000-2022(2005)04-0468-09

“7. 23”大暴雨动力机理的双多普勒雷达反演

周海光¹, 郭富德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. 南京信息工程大学 成人教育学院, 江苏 南京 210044)

摘要:使用地基双多普勒雷达 MUSCAT 三维风场反演技术, 利用宜昌和荆州双多普勒雷达同步体积扫描资料, 对 2002 年 7 月 22—23 日湖北省境内的 1 次混合型大暴雨进行了三维风场的反演。分析表明, 中低层的中尺度气旋和气旋性切变线是触发和维持此次大暴雨的重要动力因素; 低层辐合, 高层辐散的动力配置也有利于强降水系统的发生和发展。

关键词:暴雨; 三维风场; 双多普勒天气雷达; 风场反演

中图分类号: P412.25 **文献标识码:** A

多普勒天气雷达能够探测降水粒子的反射率因子和径向速度等信息, 由这些物理量可以反演得到时空分辨率较高的二维或三维风场, 这对于研究中小尺度系统的复杂结构以及形成机理具有重要意义。

单多普勒雷达风场反演技术的研究始于 1961 年^[1], 我国学者也对单多普勒雷达风场反演技术和中尺度暴雨系统的风场结构进行了研究^[2-9], 提高了对强风暴等的动力结构的认识。双多普勒雷达联合探测可以显著提高三维风场的反演精度, Amigo^[10]首先从理论上给出了笛卡尔坐标系中用多部雷达联合反演三维风场的方程组。但正如文献[11]所讨论的, 若将上面的反演方程组用于真实风场的反演, 有许多问题需进一步解决。为了部分解决上述问题, Lhermitte 等^[12]提出了双多普勒雷达“共面”扫描方法 (COPLAN), 后经 Miller 等^[13]将其完善。共面技术也可用于数据处理, 以简化求解, 但计算时需要多次插值, 降低了反演精度, 而且其反演区域也很有限。从 20 世纪 70 年代末期开始, 先后发展了一系列基于变分法的双多普勒雷达风场反演技术^[14-15], 明显地提高了反演的可靠性和精度。30 多年的研究表明, 由于双多普勒雷达三维风场反演技术具有较高的精度和可靠性, 极大地提高了对暴雨等灾害性天气的认识^[16]。

由于客观条件的限制, 国内在双多普勒雷达风场反演方面的研究非常少, “我国重大天气

收稿日期: 2003-11-03 改回日期: 2004-03-18

基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目 (2004CB418305); 科技部 2002 年度科研院所社会公益研究专项 (2002DIA20013)

作者简介: 周海光 (1971-), 男, 内蒙古呼和浩特人, 副研究员, 博士, 研究方向: 雷达气象学与中尺度气象学。

E-mail: zhouhaig@sina.com

灾害形成机理与预测理论研究”项目为了研究梅雨锋中尺度暴雨系统的三维风场结构, 2001—2002年在我国首次自行组织实施了双多普勒雷达同步观测, 并在这方面做了一些研究^[17,21]。本文使用该项目 2002年 7月 22—23日由宜昌和荆州双多普勒雷达同步探测到的混合型暴雨资料, 使用 MUSCAT 算法对其三维动力结构进行反演和研究。

1 MUSCAT 三维风场反演技术

MUSCAT 技术是在研究机载多普勒雷达风场反演时提出的^[15], 将其用于地基双、三多普勒雷达三维风场反演^[17-21]。它采用变分法, 定义泛函:

$$F = \int_S [A(u, v, w) + B(u, v, w) + C(u, v, w)] dx dy, \quad (1)$$

通过一阶导数为零, 便可求得速度场 (u, v, w) , 即令

$$\frac{\partial F}{\partial u_i} = 0 \quad \frac{\partial F}{\partial v_i} = 0 \quad \frac{\partial F}{\partial w_i} = 0 \quad (2)$$

方程 (1) 中 A, B, C 各项的表达式见文献 [20]。A 为数据调整项, 用雷达探测到的径向速度与笛卡尔坐标系中三维速度场的最小二乘法表示; A 项中包含了一个 Cressman 距离权重插值算子, 通过最小二乘法拟合调整技术在泛函中实现径向速度由雷达探测点到笛卡尔坐标系反演网格点的插值, 这种方法可提高反演精度。B 是连续方程的最小二乘法表达式, 可以使积分连续方程时的误差累积对反演速度的影响有所改善, 克服求解高层速度的不稳定性。C 是二次微分约束的各向同性低通滤波器, 不仅可以滤去风场中不合理的小尺度扰动, 而且对改善数据稀疏或者数据噪音较大区域的分析结果也很有益处, 使反演得到的风场更合理。方程 (2) 中 i 是平面 S 上的格点。

2 资 料

2.1 双雷达同步探测

2002年 6—7月, 本项目在湖北省设置了一个双多普勒雷达同步探测区, 需要指出, 此处的同步并不是严格意义上的时间同步, 参与同步观测的两部雷达以北京时间为参考时间, 在整点开始各自的体扫。由于两部雷达完成一个体扫所需的时间不同, 因此有相当部分资料采集时所处的时段不一致。本文选用时段比较一致的双雷达体扫数据进行风场反演。

荆州 (112.193°E, 30.327°N) 使用 CNRAD/CJ 车载多普勒雷达, 宜昌 (111.297°E, 30.703°N) 采用 CNRAD/SA 雷达, 技术指标见文献 [18]。

图 1 是宜昌、荆州双雷达同步体扫探测覆盖区示意图, 基线长度 95.5 km, 荆州雷达位于宜昌雷达正东偏南 25.7°, 大圆 A 和 B 分别表示两部雷达的探测区。对于双多普勒雷达风场直接合成法^[14], 只有两部雷达波束夹角在 45°与 135°之间的区域反演误差较小, 其他区域不能反演, 反演的区域很有限, 而且反演精度低; 而 MUSCAT 技术不仅反演精度较高, 而且可以反演基线附近上空的风场, 便于全面分析降水天气系统的结构。

首先使用软件系统^[18]对雷达资料进行质量控制, 包括去噪声、补缺测点、退模糊, 然后使用 MUSCAT 技术进行风场反演。规定向东为 x 轴正方向, 向北为 y 轴正方向, 垂直向上为 z 轴, 水平和垂直格距分别取 1 km 和 0.5 km, 三维 Cressman 距离权重插值函数的水平和垂直影响半径分别取 2.5 km 和 1.2 km。

2.2 天气实况

7月 22日 08时至 24日 14时, 受高空低槽和中低层切变线影响, 本项目试验区内普降大

到暴雨、局部大暴雨,对流系统发生发展频繁。强降水主要集中在 22 日 08 时—23 日 08 时, 24 h 降水量超过 100 mm 的台站有 6 个(图 2),在宜昌与荆州双雷达探测区内也普降暴雨到大暴雨,鄂中强降水中心分别位于荆州(148.7 mm)、枝城(114.2 mm)和五峰(110.3 mm)。宜昌降水持续时间较长,但逐时降水不强;荆州强降水具有较明显的突发性,23 日 02—03 时 1 h 降水达 39.8 mm。强降水区在基线南侧,本文分析该区域的三维风场。

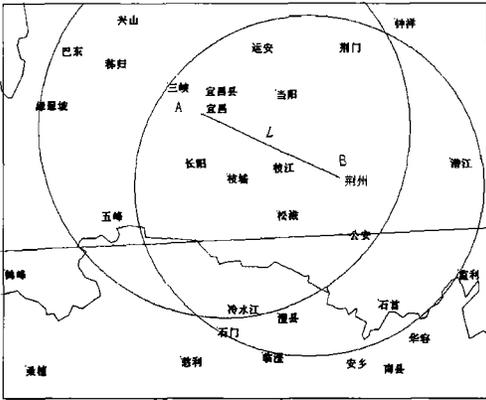


图 1 宜昌、荆州双雷达同步体扫探测覆盖区示意

Fig 1 Locations of the dual-Doppler radar at Yichang and Jingzhou, and their detection areas (two circles)

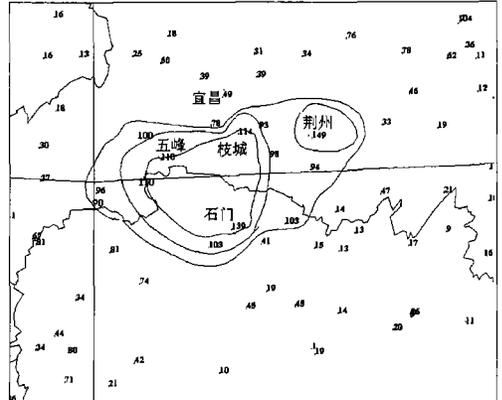


图 2 7 月 22 日 08—23 日 08 时 24 h 雨量图(单位: mm)

Fig 2 The observed rainfall from 0800BST 22th to 0800BST 23th July (units mm)

在卫星云图上,在长江流域一直伸展到日本上空的大范围降水云带上,湘西北不断有中小尺度对流云团发展,并从宜昌与荆州之间沿西南—东北路径移动。

22 日 08 时的 850 hPa 700 hPa 高空图上,宜昌受东北气流控制,850 hPa 武汉受西南气流控制,在 700 hPa 武汉为西风;22 日 08 时的 850 hPa 700 hPa 高空和 22 日 20 时的 850 hPa 高空,在武汉和宜昌之间有切变线存在;在 22 日 08 时的 500 hPa 高空和 22 日 20 时的 700 hPa 500 hPa 高空,宜昌与荆州之间受西南气流控制。

3 双多普勒雷达数据可靠性研究

对于双多普勒雷达风场反演,还需要研究两部雷达对公共探测区的采样可靠性,双雷达系统数据是否可靠,直接影响反演结果。有很多因素影响两部雷达回波强度的对比结果,例如电磁波在雨区的衰减、从极坐标系到笛卡儿坐标系的坐标变换造成的误差、插值算法的误差、两部雷达很难同时对特定区域扫描,进行对比的回波并不是处于同一时刻等。如何精确地对双雷达探测到的回波强度进行可靠性检验,有待进一步研究。

使用统计的方法比较两部雷达回波强度的差异,由于径向速度是矢量,宜昌和荆州两部雷达最低仰角为 0.5° ,无法进行比较。宜昌雷达站是标准业务站,方位角和仰角采用太阳法进行了定标。使用均方根误差 ($\delta = \left[\sum_{i=1}^N (X_y - X_j)_i^2 / N \right]^{1/2}$) 作为标准。式中, X_y 表示宜昌雷达探测到的回波强度, X_j 表示荆州雷达探测到的回波强度, N 表示网格点数。

使用 2002 年 7 月 22 日 16—24 宜昌和荆州雷达的体扫资料,对回波强度分布特征进行对

比。首先将两部雷达的资料从极坐标通过插值变换到笛卡儿坐标系中,再进行比较,比较的区域选在两部雷达的中间,左下角坐标为(111.30°E, 30.33°N),水平 x 和 y 方向分别为 90 km 和 40 km,均方根误差为 3.55 dBZ,两部雷达的探测结果比较接近。

图 3 是宜昌—荆州雷达回波强度相关分布。如果两部雷达探测到的回波强度分布特征相同,则相关图应该位于 $y=x$ 直线上。图 4 是宜昌—荆州雷达回波强度概率分布。两部雷达探测到的回波强度概率分布曲线在形状上基本一致,如果将荆州雷达分布曲线向右平移 3.5 dBZ 左右,则两条曲线的变化趋势基本类似。

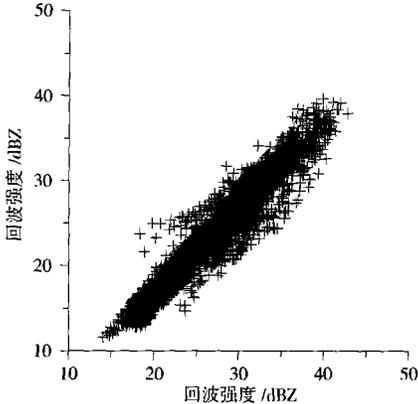


图 3 宜昌—荆州雷达回波强度相关分布

Fig 3 Reflectivity correlation graph between Yichang and Jingzhou radar

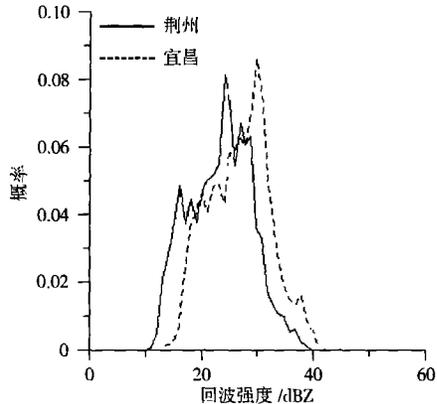


图 4 宜昌—荆州雷达回波强度概率分布

Fig 4 Probability distribution of the reflectivity of Yichang and Jingzhou radar

其他时段两部雷达回波强度的对比结果与上面的类似,两部雷达探测到的回波强度在总体上相差 3.5 dBZ。在综合考虑其他因素的情况下,可以认为这两部雷达探测到的回波强度比较接近。

4 三维风场分析

双雷达同步观测区于 22 日 11 时地面开始出现降水。此时,宜昌雷达观测到在测站东南有大范围的层状云回波,其中对流活动比较频繁,强对流单体强度在 40 dBZ 左右,个别强单体强度达 50 dBZ。回波沿西南—东北路径移动,从同步区穿过,上述演变特征持续了较长时间。下面对两部雷达同步体扫资料进行风场反演和分析。

图 5 是 11:43—11:48 双雷达资料反演的速度图。为了研究回波强度场和风场的配置关系,在图上迭加了回波强度。反演区的左下角为(111.30°E, 29.80°N),空间范围取 90 km × 90 km × 12.5 km。

反演区低层(3.5 km 以下各层)有一条气旋性切变线,有利于水汽的辐合,潮湿的水汽被西南气流输送到这一区域,为这次暴雨的发生和发展提供了极好的水汽条件,有利于触发和维持强降水。切变线西南段的东侧回波较强(> 40 dBZ),由于风场的动力作用,南部强回波在东南气流的控制下向北部移动(图 5a)。在较高层(5 km 以上),反演区以西南气流为主。2.5 km 高度的散度场上,在(55 km, 15 km)附近有一个较强的辐合中心,它与较强回波(> 35 dBZ)有较好的对应关系,气流的辐合造成此处粒子的集中和水凝物的不断累积,给地面带来了降水。这也表明了回波场向风场的适应和风场的动力主导作用。

图 5b 是沿 $x = 25$ km 的南北向垂直剖面 $v-w$ 速度分布。南北两支性质不同的气流在 $y = 15$ km 附近的低层辐合抬升造成水汽辐合, 主上升气流区向北倾斜与南部入流较强有关。这支气流在高空分为两支, 一支向北, 另一支与系统前部的补偿性下沉气流形成一个顺时针垂直环流。总的看来, 中低层是系统的入流区, 北部高层是系统的流出区。

图 5c 是沿 $y = 23$ km 的东西向垂直剖面 $u-w$ 速度分布。低层以东风为主, 中高层主要受西风气流控制, 在 $x = 60$ km 附近的强单体 (> 40 dBZ) 已经及地, 产生降水, 单体在中高层向东倾斜, 与气流方向基本一致。

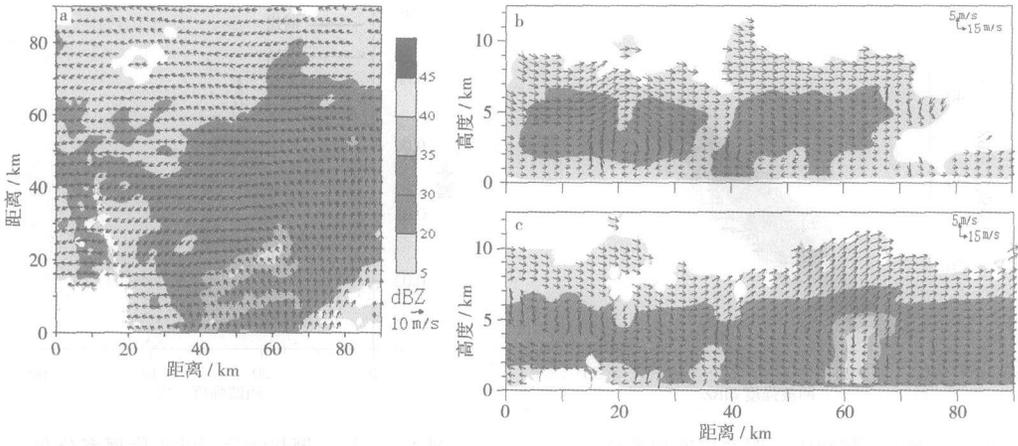


图 5 11:43—11:48 三维风场

a $z = 1.5$ km 水平速度; b $x = 25$ km 南北剖面速度合成; c $y = 23$ km 东西剖面速度合成

Fig 5 Wind fields during 11:43—11:48BST

a horizontal wind field at $z = 1.5$ km; b north-south cross-section of $v-w$ at $x = 25$ km; c west-east cross-section of $u-w$ at $y = 23$ km

图 6 是 12:42—12:47 沿 $x = 40$ km 南北向垂直剖面 $v-w$ 速度分布。中低层有垂直环流, 中低层较强回波附近上升气流依然较强 ($x = 10 \sim 20$ km)。这表明系统将向更有利于降水的方向发展, 水汽继续辐合, 回波场将向风场进一步适应。

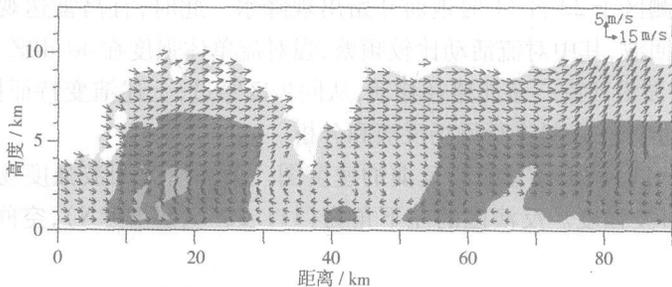


图 6 12:42—12:47 南北剖面速度合成 ($x = 40$ km)

Fig 6 North-south cross-section of $v-w$ at $x = 40$ km during 12:42—12:47BST

11:35—12:47 其他时段的反演结果与上面的类似。这条切变线维持了较长时间, 位置变化不大, 强单体沿西南—东北路径移动。

从后续时刻的卫星云图上可以看出, 湘西北部不断有中小尺度的对流云团发生发展, 南部潮湿的水汽被西南气流不断地输送到暴雨区, 为暴雨的进一步发展提供了水汽和能量。

图 7 是 15:30—15:35 的风场。此时,西南气流进一步加强,中低层 (1.5 km, 2.5 km) 的气旋性切变线略向北抬,由于风场的动力主导作用,较强单体 (> 35 dBZ) 逐渐向北移动,但沿着切变线两侧仍有较强的回波,凸显回波场向动力场的调整和两者的协调,雨带也进一步北抬。高层的切变线比低层的略偏西,5 km 以上受西南气流控制。后续时刻的风场结构一直支持着降水系统的发展。另一个强降水时段集中在 23 日 00:00—05:00 下面对该时段的资料进行反演。

图 8 是 7 月 23 日 02:13—02:18 的速度场。1.5 km 高度层的中部有中尺度气旋,中心位于 (35 km, 40 km) 处,中尺度气旋具有抽吸作用,对于触发和维持强对流系统很重要。这也表明,虽然 MUSCAT 算法引入了二阶微分滤波算子,但仍可以反演出系统的细致结构。反演区西部有较强的辐合线,辐合线北侧以西北气流为主,南侧气流明显地分为两部分;从总体来看,南北两支性质不同的气流在这里汇合,南部潮湿的水汽被输送到这一区域,为暴雨的发展提供了极好的水汽条件,有利于触发和维持强降水。中尺度气旋和辐合线附近回波较强,表明了风场的动力主导作用;散度场上,中尺度气旋处对应着较强的辐合中心。2 km 高度上的中尺度气旋位置略偏西北,其尺度明显减小。2.5 km 高度上的中尺度气旋进一步减弱,位置更偏西北。在 3 km 高度,中尺度气旋消失,反演区中部西侧有较弱的辐合线,其他区域以西南气流为主;5 km 高度以上受西南气流控制。

从 $x = 18$ km 的南北向垂直剖面 $v-w$ 速度来看,南北两支气流在 $x = 30$ km 的中低层辐合抬升,由于南方气流较强,气流向北倾斜上升;在高层,部分气流下沉,形成一个顺时针垂直环

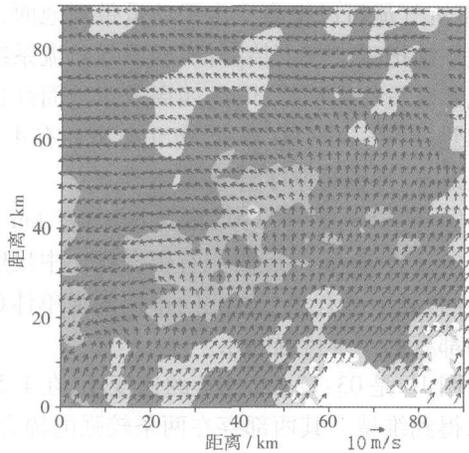


图 7 15:30—15:35 风场 ($z = 2.5$ km)

Fig 7 Horizontal wind field at $z = 2.5$ km during 15:30—15:35 BST

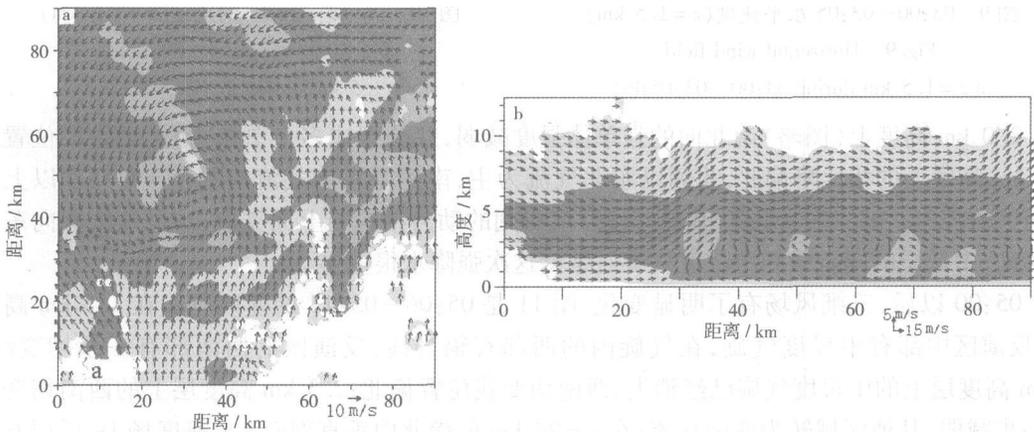


图 8 02:13—02:18 的三维风场

a $z = 1.5$ km 水平速度; h $x = 18$ km 南北剖面速度合成

Fig 8 Wind fields during 02:13—02:18 BST

a horizontal wind field at $z = 1.5$ km; h north-south cross-section of $v-w$ at $x = 18$ km

流,下沉气流可以把高空水平动量带到地面,在低空加强了与暖空气的辐合作用,这样就可以更强烈地把暖空气上抬,再次触发强对流系统;而且在近地面层,辐散的下沉气流由于降水的融化和蒸发作用而冷却,向四周散布从而强迫前方的暖湿空气为新的积云供应上升气流。在中部北段($x = 30 \sim 90 \text{ km}$),南北向排列有 4 个向北倾斜的强单体 ($> 35 \text{ dBZ}$),北部的两个已经及地,给地面带来了降水。

图 9 是 03:00—03:05 的风场。1.5 km 高度上的中尺度气旋位置偏东,其南北向尺度比东西向尺度偏大,气旋西侧有辐合线。中尺度气旋附近的较强带状回波带 ($> 35 \text{ dBZ}$) 也成南北走向,其上嵌有多个南北向排列的强单体 ($> 40 \text{ dBZ}$)。2 km 高度上的辐合线略偏北,上述结构都有利于维持强降水。

图 10 是 03:12—03:17 的速度场,在 1.5 km 高度层,中部仍然有中尺度气旋,使得此次强降水得到维持。其西部存在两条较强的辐合线,潮湿的水汽被输送到这一区域,为暴雨的进一步发展提供水汽条件。由于回波场向风场的适应和风场的动力主导,中尺度气旋附近的强单体 ($> 40 \text{ dBZ}$) 发生合并,强单体呈南北向窄带分布,与气旋的形状有较好的对应关系。

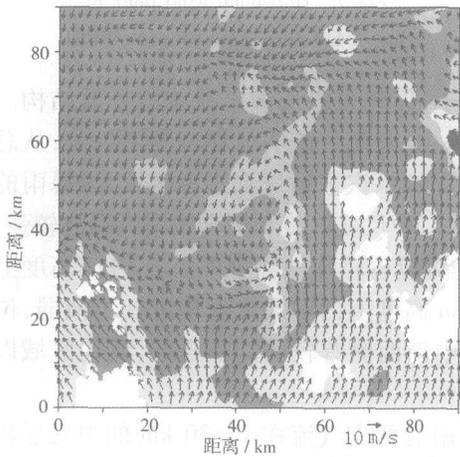


图 9 03:00—03:05 水平速度 ($z = 1.5 \text{ km}$)

Fig. 9 Horizontal wind field

at $z = 1.5 \text{ km}$ during 03:00—03:05 BST

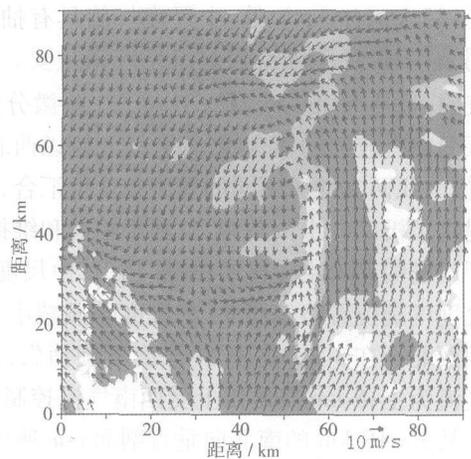


图 10 03:12—03:17 的风场 ($z = 1.5 \text{ km}$)

Fig. 10 Horizontal wind field

at $z = 1.5 \text{ km}$ during 03:12—03:17 BST

2.0 km 高度上(图略)南北向的强单体强度减弱,并分裂成多个单体;西侧辐合线位置同 1.5 km 高度上的相比略偏北,北侧以东北气流为主,南侧受东南气流控制;5 km 高度以上受西南气流控制。03:00—04:00 其他时段反演得到的动力结构与上面类似,中尺度气旋向东缓慢移动,中低层的辐合线和中尺度气旋对维持这次强降水很重要。

05:00 以后,三维风场有了明显变化,图 11 是 05:06—05:11 的速度场。在 1.5 km 高度上,反演区中部有中尺度气旋,在气旋内的西部有辐合线;反演区的西南部有一条切变线。2 km 高度层上的中尺度气旋已经消失,西南切变线位置偏北;2.5 km 高度层上的西南切变线进一步减弱,其他区域转为西南气流;在 $x = 24 \text{ km}$ 的南北向垂直剖面 $v-w$ 速度场上,低层有弱的垂直环流,上升气流比较浅薄,中高层以 v 分量为主,这个局地强降水系统开始消散。

在 05:36—05:41 的速度场上,1.5 km 高度上的中尺度气旋位置更偏西,水平尺度减小;其他各层流场结构与上一时刻比较类似。从南北向的剖面图来看,中高层气流比较平滑,以 v 分量为主,上升气流区已经崩溃,低层垂直环流的垂直尺度比较浅薄,速度也比前几个时次要

小;回波强度正在逐渐减弱,高层减弱更加明显,对流云团的强回波中心消散,空中水凝结物已经大量沉降。这也表明暴雨系统正步入消亡阶段。总之,该时段的动力特征是中低层存在中尺度气旋和辐合线,这对维持强降水有重要作用;中尺度气旋的缓慢东移,也造成雨区的东移。

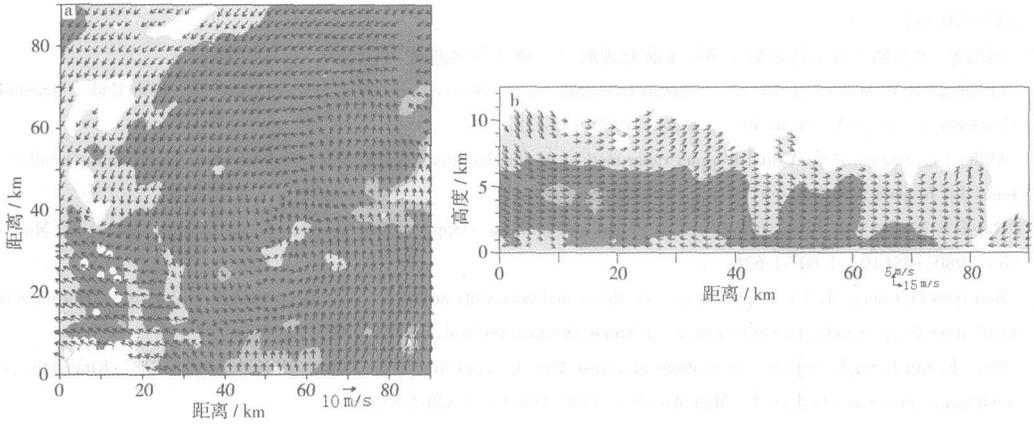


图 11 05 06—05 11 的三维风场

a $z = 1.5$ km 的水平速度; h $x = 24$ km 的南北剖面速度合成

Fig 11 Three-dimensional wind fields during 05 06—05 11 BST

a horizontal wind field at $z = 1.5$ km; h north-south cross-section of $v-w$ at $x = 24$ km

5 结论和讨论

本文使用双多普勒雷达三维风场反演技术,对混合型强降水的三维动力结构进行了研究,结果表明:中低层的中尺度切变线、中尺度气旋是此次混合型暴雨的重要动力结构特征。这与以前关于这类暴雨的研究成果很类似^[22-23]。中尺度切变线、中尺度气旋也是触发和维持此次暴雨的重要动力机理。低层辐合、高层辐散的动力配置有利于强降水系统的发生和发展。在降水系统的中低层存在垂直环流。

由于此次同步观测的两部雷达完成一个体扫所需的时间不同,因此有相当一部分双雷达资料所处的时间段不一致,无法用于双雷达风场反演。今后必须改进双雷达的同步体扫模式,使两部雷达尽可能在相同时段内完成体扫,在外场试验中严格协调两部雷达的同步探测,增加体扫层数,以便更加全面细致地反演和研究暴雨系统的动力结构。

参考文献:

- [1] Lhem itte R M, Atlas D. Precipitation motion by pulseD opple[C]. 9th Weather Radar Conference Washington American Meteor Society, 1961: 218-223
- [2] 汤达章,李力.一种新的跟踪雷达回波的特征量—矩不变量[J].南京气象学院学报,1989,12(3):1-8.
- [3] 戴铁丕,梁汉明,陈钟荣,等.用单多普勒雷达径向速度资料反演的风场资料及其应用[J].南京气象学院学报,1993,9(3):256-264.
- [4] 杜秉玉,陈钟荣,张卫青.梅雨锋暴雨的Dopp ler雷达观测研究:边界层中尺度涡旋系统[J].南京气象学院学报,1998,21(2):201-207.
- [5] 杜秉玉,陈钟荣,张卫青.梅雨锋暴雨的Dopp ler雷达观测研究:中尺度对流回波系统的结构和特征[J].南京气象学院学报,1999,22(1):47-55
- [6] 马翠平,张培昌.用单多普勒天气雷达确定中尺度气旋中心及最大风速半径的方法[J].南京气象学院学报,1999,22(3):403-407
- [7] 马翠平,张培昌,匡晓燕,等.单多普勒天气雷达反演中尺度气旋流场的方法[J].南京气象学院学报,2000,23(4):579-

585

- [8] 刘晓阳,刘桂馥. 差分反演单多普勒速度水平风场 [J]. 南京气象学院学报, 2000 23(4): 549-554.
- [9] 夏文梅,张亚萍,汤达章,等. 暴雨多普勒天气雷达资料的分析 [J]. 南京气象学院学报, 2002 25(6): 787-794
- [10] Amijp L. A theory for the determination of wind and precipitation velocities with Doppler radar [J]. J Atmos Sci 1969 26 (3): 570-573
- [11] 周海光. 多普勒天气雷达风场反演技术研究进展 [J]. 地球科学进展, 2002 17(3): 384-390.
- [12] Lhemitte R M, Miller L J. Doppler radar methodology for the observation of convective storms [C]. 14th Radar Meteorology Conference Tucson American Meteor Society, 1970 133-138
- [13] Miller L J, Strauch R G. A dual-Doppler radar method for the determination of wind velocities within precipitating weather systems [J]. Remote Sens Environ 1974, 3(4): 219-235.
- [14] Ray P S, Ziegler C L, Bungamer W, et al. Single and multiple Doppler radar observations of tomadic storms [J]. Mon Wea Rev 1980 108(10): 1 607-1 625.
- [15] Bousquet O, Chong M. A multiple-Doppler synthesis and continuity adjustment technique (MUSCAT) to recover wind components from Doppler radar measurement [J]. J Atmos Oceanic Technol 1998, 15(3): 343-359.
- [16] Roux F, Sun J. Single-Doppler observations of a west African squall line on 27-28 May 1981 during COPT81: Kinematics, thermodynamic and water budget [J]. Mon Wea Rev 1990, 118(8): 1 826-1 853
- [17] 周海光,张沛源. 笛卡儿坐标系的双多普勒天气雷达三维风场反演技术 [J]. 气象学报, 2002 60(5): 585-593
- [18] 周海光,王玉彬. 多部多普勒雷达同步探测三维风场反演系统 [J]. 气象, 2002 28(9): 7-11.
- [19] 周海光,王玉彬. 一次梅雨锋降水系统三维风场双、三雷达对比研究 [J]. 气象, 2003 29(5): 13-17
- [20] 周海光. 多普勒天气雷达三维风场反演技术和雨暴三维动力结构的研究 [D]. 南京: 南京气象学院大气科学系, 2003: 29-133.
- [21] Zhou Haiguang Wang Yubin Zhang Peiyuan. A software system for retrieving 3-D wind fields from Dual-Doppler radar and the 3-D wind structure of heavy rain [C]. Proceedings of the International Symposium on Climate Changes (ISCC) (WMO /TD-NO. 1172). 2003: 290-293
- [22] 张培昌,杜秉玉,戴铁丕. 雷达气象学 [M]. 北京: 气象出版社, 2001: 427-444.
- [23] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等. 天气学原理与方法 [M]. 北京: 气象出版社, 2000: 383-389

Three-Dimensional Kinematic Structure of “7. 23” Heavy Rain Revealed by Dual-Doppler Radar

ZHOU Haiguang¹, GUO Fude²

(1 Chinese Academy of Meteorological Sciences Beijing 100081, China

2 College of Further Education NU ISU, Nanjing 210044, China)

Abstract This paper retrieves and studies the three-dimensional kinematic structure and dynamic mechanism of the heavy rain on 22nd-23rd July 2002 in Hubei Province using the volume scan data of the dual-Doppler radar located in Yichang and Jingzhou cities in the middle reaches of the Yangtze River. It is shown that the shear line and the meso-cyclone at the low and middle levels are the dynamic factors which triggered and maintained the heavy rain, and the dynamic configuration of the divergence of air flow at the upper level over the convergence of air flow at the low level also aided the formation and development of the heavy rain system.

Key words heavy rain; three-dimensional wind fields; dual-Doppler weather radar; wind field retrieval