

新疆一次强飑线过程双多普勒雷达观测的中尺度风场结构分析^{* 1}

庄 薇^{1,2} 刘黎平¹ 薄兆海³ 肖艳娇⁴

ZHUANG Wei^{1,2} LIU Liping¹ BO Zhaohai³ XIAO Yanjiao⁴

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, 南京, 210044

3. 大连市气象台, 大连, 116001

4. 中国气象局武汉暴雨研究所, 武汉, 430074

1. *State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Science, Beijing 100081, China*

2. *Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China*

3. *Dalian Meteorological Observatory, Dalian 116001, China*

4. *Whuhan Institute of Heavy Rain, China Meteorological Administration, Wuhan 430074, China*

2007-12-29 收稿, 2008-07-30 改回.

Zhuang Wei, Liu Liping, Bo Zhaohai, Xiao Yanjiao. 2010. Study of the mesoscale wind field structure of a strong squall line in the Xinjiang Uygur Autonomous Region based on the dual-Doppler radar observations. *Acta Meteorologica Sinica*, 68(2): 224-234

Abstract A process of strong squall line (SSL) occurred near Urumqi in the Xinjiang Uygur Autonomous Region on June 26, 2005 is analysed using the dual-Doppler radar simultaneous observation data from the radars at Urumqi and Wujiaqu and the retrieval technology with a variety of meteorological data (including the automatic meteorological observation station data of one minute interval and sounding data, as well as the NCEP reanalysis data) integrated. The flow field of the process is characterized by the obvious convergence line lying in the lowlevels, convergence in the middle-level and divergence in a higher level. It would be the main factors for the development of the SSL to generate successively new echos owing to the convergence in the lower levels and merge with the old one at a certain distance right to the old echo (on the southwestern side), and the convergence line between the convection cells will even promote them to combine. The combination among convection cells starts from the middle-level and then extends to the lowlevels. The SSL shows an obvious convergence line after combining with the convection cells in the lowlevels, and the inflow zone, zone of intense echo grads and the zone of feeble echo section are very distinct. In the meantime, every developing phase show a different wind configuration from each other, with the updraft in the multi-cell-storm concurrent with the downdraft. Only the strong convection cell lies in the front of the SSL, without stratiform cloud precipitation followed. From the autonomous meteorological observation stations, dual-Doppler radars as well as the retrieval wind field, the occurrence, development and erupting processes of the SSL are well revealed and the spatial structures of the echos and their corresponding wind fields are brought to light as well.

Key words Squall Line, Dual-Doppler radar, Three-dimensional Wind field structure, Retrieve

摘 要 利用新疆乌鲁木齐和五家渠的双多普勒雷达同步观测资料与双多普勒雷达风场反演技术, 结合多种气象资料(1 min 间隔的地面自动站资料、探空资料和 NCEP 再分析场资料等), 综合分析了 2005 年 6 月 26 日新疆乌鲁木齐附近一次强飑线过程。其流场特征是低层存在明显的辐合线, 中层辐合, 高层辐散。中低层的风场辐合使旧回波右侧(西南侧)一定距离处依次

* 资助课题: 国家自然科学基金项目(40375008)。

作者简介: 庄薇, 主要从事雷达气象学研究。E-mail: zhuangwei@cma.cma.gov.cn

生成新回波并与旧回波合并,对流单体间的辐合线促使其迅速合并,是飏线发展的重要原因。对流单体间的合并是从中层开始的,然后扩展到低层。在低层对流单体合并后,飏线前部有一明显的辐合线,入流区、大的回波强度梯度区和弱回波区非常明显;同时,不同发展阶段的风场配置有明显的不同,上升气流和下沉气流在多单体风暴中同时存在。本次飏线过程中低层是东南风的入流气流,与对流带后部的西北风气流相遇后向上倾斜上升,在中高层形成飏前砧状云,这与国内外中纬度飏线的结构基本一致,但本次飏线过程只有前缘强烈的对流区,没有尾随的层状云降水。自动气象站、多普勒雷达及其反演的风场很好地揭示了该飏线的发生、发展、爆发过程及其回波和风场的空间结构特点。

关键词 飏线,双多普勒雷达,三维风场,反演

中图法分类号 P445

1 引言

飏线是由许多排列成一条线或带状的雷暴群构成的一种传播性的对流系统,常伴随大风、龙卷、冰雹、暴雨和闪电等强对流天气现象,是强天气中破坏性最强和最大的。国际上对飏线的研究已有很长的历史,20世纪50年代,Newton等(1950)和Fujita等(1955)就开始研究中纬度飏线。60年代,Newton等(1967)对飏线作了详细的中尺度分析,认为飏线常出现在强的垂直风切变,对流层中层干、下层湿润的环境中,并提出了飏线的流场特征,包括向高空上风方倾斜的上升气流、低层流向飏线的湿空气入流和后方较冷的下沉气流。80年代,Ogura等(1980)利用美国国家强风暴实验室(NSSL)提供的加密观测资料,采用合成方法,详细研究了1976年5月22日通过NSSL站网强飏线的热力、动力结构。Houze等(1982)、Smull等(1987)对上述由Ogura等研究过的同一条飏线进行了多普勒资料的分析,用相距42 km的Norman和Cimarron构成的双多普勒雷达系统的合成资料进一步分析了这一条飏线,得到了中纬度飏线的概念模型。

中国对飏线的研究也较多,20世纪70、80年代,主要是用常规资料分析飏线发生的天气背景、触发和形成的物理条件。李鸿洲等(1988)用10年常规资料及逐时区域加密的观测资料,分析了华北飏线的中尺度气候特征和不同天气型的环境条件。丁一汇等(1982)根据中国18个飏线个例,研究了飏线发生的天气背景、触发条件和形成的物理条件。90年代以后,随着新一代天气雷达的布网,天气背景和雷达回波特征研究也得到了一些有意义的结果(徐宝祥等,1993;葛润生等,1998;邱崇践等,2004;刘淑媛等,2007)。刘勇等(1998)用雷达回波对一次飏

线过程中龙卷及飏锋生成的中尺度特征进行了分析,研究其与经典理论的不同之处。郑媛媛等(2004)用多普勒天气雷达的回波强度、径向速度、垂直液态水含量和密度等雷达产品分析了该风暴的典型超级单体特征。漆梁波等(2006)用多普勒雷达、自动气象站及风廓线仪的资料研究了飏线的发生、发展、爆发过程及其回波和风场的空间结构。付双喜等(2006)研究了甘肃一次强对流过程的天气形势、地形影响、雷达回波特征及产品对强对流天气的预报指示作用。伍志方等(2001)研究了新疆强对流天气的多普勒特征。程麟生等(2002)总结了中纬度中尺度对流系统研究的若干进展。张腾飞等(2006)研究了云南强对流冰雹天气过程的多普勒雷达加密观测回波资料和各种物理量场。胡文东等(2007)研究了宁夏51次强对流降水的组合反射率、角二阶矩、熵、对比度、相关、差值倒数矩等图像纹理参数的具体数值分布。

以上工作的研究仅限于地面要素、雷达的基本产品及其导出产品的分析,对了解对流系统的中尺度结构是远远不够的。例如风廓线仪可以观测到不同时刻的风场,但它仅是一个点的观测,无法得到水平风场和同一时刻的垂直风场,难以用其研究飏线内部的精细结构。用多普勒雷达尤其是双雷达可以得到同一时刻的水平和垂直的三维风场的精细结构。中国的双雷达研究主要集中在江淮流域的梅雨锋暴雨的研究(张沛源等,1998;刘黎平等,2004;周海光等,2005),用双多普勒雷达分析强对流天气的工作却不多见。目前中国西部地区利用双多普勒雷达反演的风场分析强对流云如冰雹、飏线等中小尺度的研究还没有。用双雷达反演三维风场可以揭示飏线内部的气流运动和变化,从而对其系统中对流的产生、内部结构的演变及其与周围环境的相互作用

用和衰亡过程进行分析。因此,用雷达尤其是双多普勒雷达研究飊线内部的精细结构是很有必要的。本文将利用相距 29 km 的新疆乌鲁木齐和五家渠 C 波段多普勒雷达,特别是其反演的双雷达水平风场和垂直风场,在进行雷达资料质量控制的基础上,结合 Micaps 高空和地面探测资料、探空资料、NCEP 再分析场资料、自动气象站资料,综合分析了 2005 年 6 月 26 日新疆北部地区的一次强飊线过程。

2 外场试验和资料简介

为了研究新疆地区不同降水过程如冰雹、局地暴雨和降雪等强对流天气,2004、2005 年 6—8 月开展了外场试验,获取了大量的各类气象观测资料。其中包括:乌鲁木齐和五家渠多普勒雷达资料、自动气象站资料、Micaps 高空和地面资料、探空资料等。

2005 年 6 月 26 日的飊线是一次非常典型的过程。双多普勒雷达分别为乌鲁木齐 C 波段雷达 ($43^{\circ}54'58''\text{N}, 87^{\circ}23'33''\text{E}$) 和五家渠 C 波段雷达 ($44^{\circ}8'54''\text{N}, 87^{\circ}33'17''\text{E}$),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 0.5° — 19.5° 。图 1 给出了乌鲁木齐、五家渠 C 波段双雷达同步体扫探测覆盖区和风场反演区,两部雷达相距 29 km,方格区域为这次过程的风场反演区。两部雷达径向速度夹角在 45° — 135° 范围内的区域,风场误差较小(庄薇等, 2006)。以乌鲁木齐雷达为坐标原点,水平坐标的正值表示乌鲁木齐雷达的东侧,垂直坐标的正值表示乌鲁木齐的北侧。乌鲁木齐雷达和五家渠雷达的坐标分别为(0,0)和(13.01, 25.85),格点分辨率是 1 km, Cressman 插值影响半径取 2 km。雷达资料在进行风场反演前,进行了去噪声、滤波和退速度模糊等质量控制处理。风场反演采用双雷达直接合成的反演方法,庄薇等(2006)对风场反演的方法做了详细论述。

本次飊线沿途经过了呼图壁等 14 个自动气象站,自动气象站资料采用了每隔 1 min 的温度、气压、风速、风向、相对湿度和雨量资料。NCAR/NCEP 资料采用了 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的每隔 6 h 再分析资料的水平风速 u 、 v 和垂直速度 w 。同时也利用了每隔 3 h 的 Micaps 地面资料,每隔 8 h 的 Micaps 高空资料,每隔 12 h 的探空资料进行背景场分析。

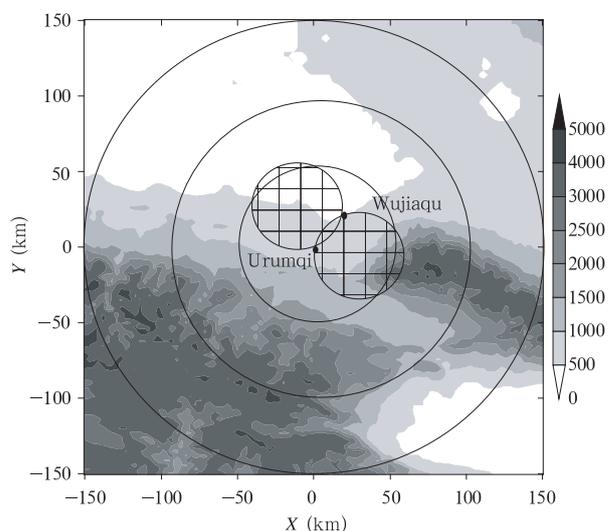


图 1 乌鲁木齐-五家渠双多普勒雷达观测系统和反演区域

(方格区域是双雷达反演区域,灰度为地形高度)

Fig. 1 The dual-Doppler radar systems at Urumqi and Wujiagu and the retrieval area

(The Dual-Doppler radar retrieval area is indicated with the check and the topography is shaded)

3 飊线过程的天气背景

2005 年 6 月 25 日 08 时 500 hPa 高空图(图略)上,亚欧中高纬度地区为两槽一脊型环流形式,新疆地区受暖脊控制。巴尔喀什湖北部地区为强大的冷涡控制,冷涡主体向东南移动,从 6 月 25 日夜间开始有冷空气从冷涡底部南下,表现为高空出现短波槽,携带较强冷平流向东南方向快速移动。6 月 26 日下午冷空气在南下东移的过程中加强,新疆北部出现了大风和冰雹等强对流天气。本次过程的前期,新疆地区受较强暖脊的控制,当强冷空气突然入侵时,容易形成上冷下暖的对流不稳定形势。6 月 26 日 08 时散度场(图 2)上有明显的高空辐散、低空辐合的配置。6 月 26 日 08 时垂直速度场(图 3a)上,新疆上空有强烈的上升运动。6 月 26 日 08 时 300 hPa 高空风场(图 3b,阴影部分表示风速大于 30 m/s 的区域)上,新疆上空位于高空急流的入口,风的垂直切变大,这种动力机制为强对流的发生提供了非常有利的条件(丁一汇等,1982)。

位于风暴发展上游的克拉玛依探空站的 2005 年 6 月 26 日 08 时的资料显示(图 4),风速的垂直切变很强,在低层 700 和 850 hPa 的风垂直切变达到 11 m/s,单位高度的风速垂直切变平均为 $6.9 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$,在切变风暴(飊线、雹暴等)的范围(4.5

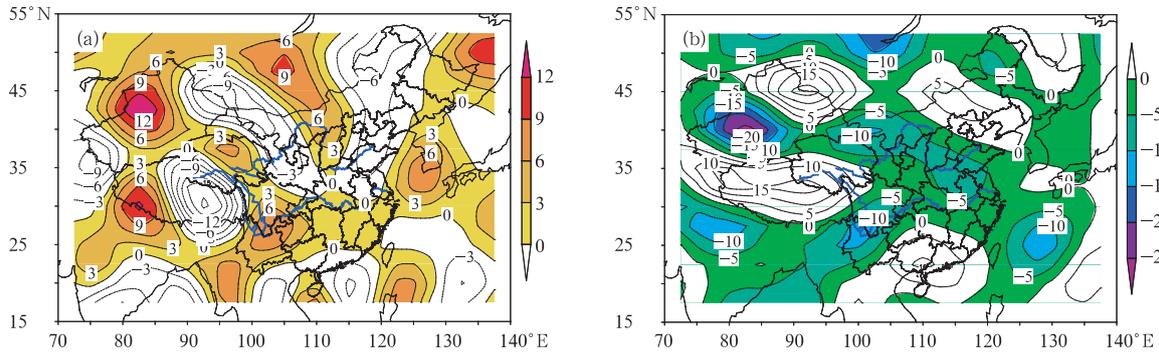


图2 2005年6月26日08时(a)300 hPa和(b)850 hPa散度场(单位: 10^{-6} s^{-1})
Fig. 2 The divergence fields on 300 hPa (a) and 850 hPa (b) at 08:00 BST 26 June 2005(unit; 10^{-6} s^{-1})

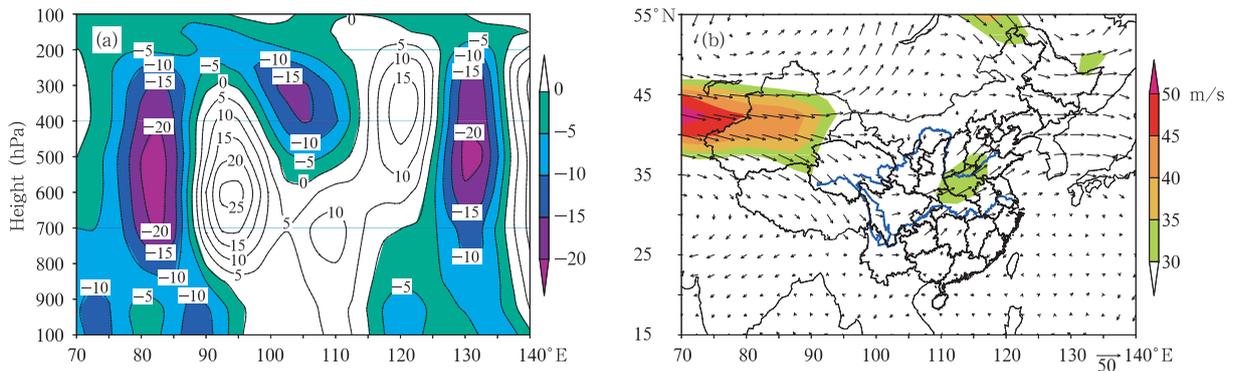


图3 2005年6月26日08时(a)44°N的垂直速度场(单位: 10^{-2} Pa/s)和(b)300 hPa风场(单位:m/s)
Fig. 3 The vertical velocity field along 44°N (a) (unit; 10^{-2} Pa/s) and the wind field on 300 hPa (b) (unit; m/s) at 08:00 BST 26 June 2005

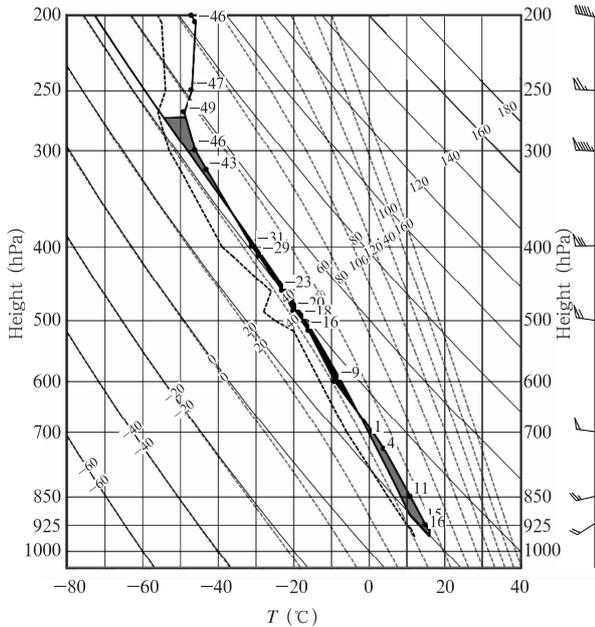


图4 2005年6月26日08时克拉玛依的探空
Fig. 4 The sounding in Kelamayi at 08:00 BST 26 June 2005

$-8.0) \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$) (丁一汇, 2005)。云体低层的环境风速较强, 850 hPa 的风速达 10 m/s。另外风向、

风速随高度是有序的, 风向随高度朝一致方向偏转(顺转), 风速随高度的变化值也比较大, 这些都是有利于出现飚线的条件(Kit, et al, 1993)。但对流有效位能(CAPE)的值(位于自由高度和平衡高度之间的黑色区域的面积)不大, 因此单从克拉玛依探空站 08 时的对流有效位能(CAPE)分析, 很难看出下午具有发生强对流的潜势。主要原因在于探空站的时空分辨率太低(其空间间距约为 200 km, 时间间隔为 12 h), 而大气对流稳定度的时空变化是很大的, 因此需要用具有高时空分辨率的多普勒天气雷达资料作进一步的分析。

4 飚线过程的演变

2005年6月26日傍晚, 乌鲁木齐多普勒雷达观测到一次强飚线过程, 对流系统在自西北向东南方向移动中由多个对流单体通过合并加强形成一中尺度强回波带(飚线), 历时 5 h, 行程 350 km, 平均移动速度达到 70 km/h。造成新疆北部地区出现了大风、冰雹和短时强降水天气, 下面利用雷达回波结合自动气象站资料分析这次强飚线过程。

4.1 雷达回波分析

2005年6月26日14时45分左右在乌苏北部(相对于乌鲁木齐雷达为 $(300^\circ, 265\text{ km})$)开始有孤立的多单体回波生成(图略),此后雷达回波不断发展加强并向东南方向快速移动。17时左右,在相对于乌鲁木齐雷达的位置为 $(300^\circ, 150\text{ km})$ 附近有两个发展旺盛的对流单体A和B,最大回波强度分别为50 dBz和45 dBz,以80 km/h的速度向东南方向移动。对流单体B的南侧(移动方向的右侧)30 km处有一新

生单体C在向正东方向移动的过程中缓慢发展。17时32分对流单体B发展成带状,对流单体C开始迅速发展(图5a)。17时37分对流单体C的最大回波强度达到40 dBz,同时对在单体C的东侧又有一单体D生成。17时49分对流单体C赶上对流单体D,复合单体CD在强度和范围上都有所加强。18时10分对流单体A开始减弱,对流单体B与复合单体CD的前部开始合并,此时与这一强回波对应的辐合带逐步形成。径向速度图上有明显的东南风与西北风

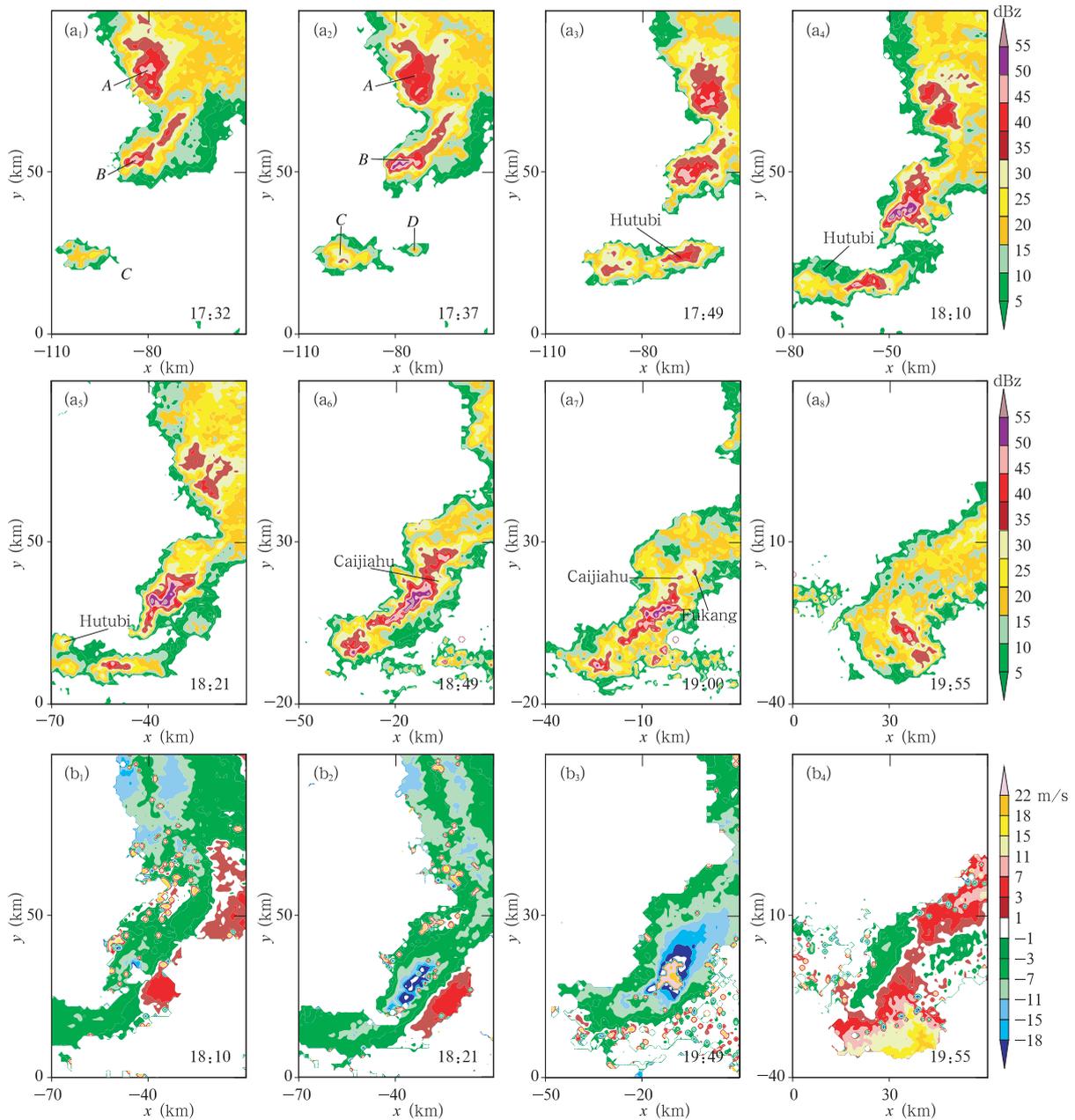


图5 不同时刻乌鲁木齐雷达回波强度(a)和径向速度(b)的演变过程(PPI, 仰角 0.5°)
 Fig. 5 (a) The reflectivity (dBz) and (b) radial velocity (m/s) at different times on 26 June 2005 detected by the Urumqi radar (From the PPI at the elevation of 0.5°)

的辐合。18时21分对流单体 A 逐渐消散,对流单体 B 继续与复合单体 CD 合并的回流系统合并,回波顶高(回波强度大于 10 dBz)达到 10 km,辐合带进一步加强,形成了非常完整的辐合带。径向速度图上正负速度差值达到 30 m/s,有很强的风场辐合。同时,从呼图壁自动站资料来看,降水发生在 18时22分,也就是对流单体 B 与复合单体 CD 的合并过程中。可见单体的合并是进一步激发和维持飚线的一种重要机制,这种合并实质上是对流形成发展的反应。这与单体合并是暴雨的发展和维持的一种重要机制的结果是类似的(周海光等,2005)。18时49分对流系统得到进一步发展,连成一东北—西南向的强回波带,长度约 50 km。此时飚线正经过蔡家湖自动气象站,雨量资料显示,18时47分蔡家湖开始降雨。这也说明了飚线内的降水与飚线系统内回波间的合并以及

系统的进一步发展有重要联系,或者说降水是系统进一步发展的反映。但风场辐合已开始减弱(图 5b),随后对流系统开始减弱。19时55分对流系统消散,可以从径向速度上看到明显的辐散。

4.2 自动站对比分析

2005年6月26日飚线从初生到消散沿途经过了14个自动气象站,飚线过境前后各自动气象站的要素随时间的变化大致相同,都很明显地反映出飚线过境所特有的气象要素变化特征。下文选取其中之一的气象要素变化来做分析,该自动站位于雷达北侧约 30 km 的蔡家湖。

从 2005年6月26日蔡家湖自动气象站 17时30分到 19时30分(取样间隔为 1 min)的气压、温度、风速、相对湿度、风向和降水量随时间的变化(图6)可以看出,18时30分前蔡家湖自动气象站

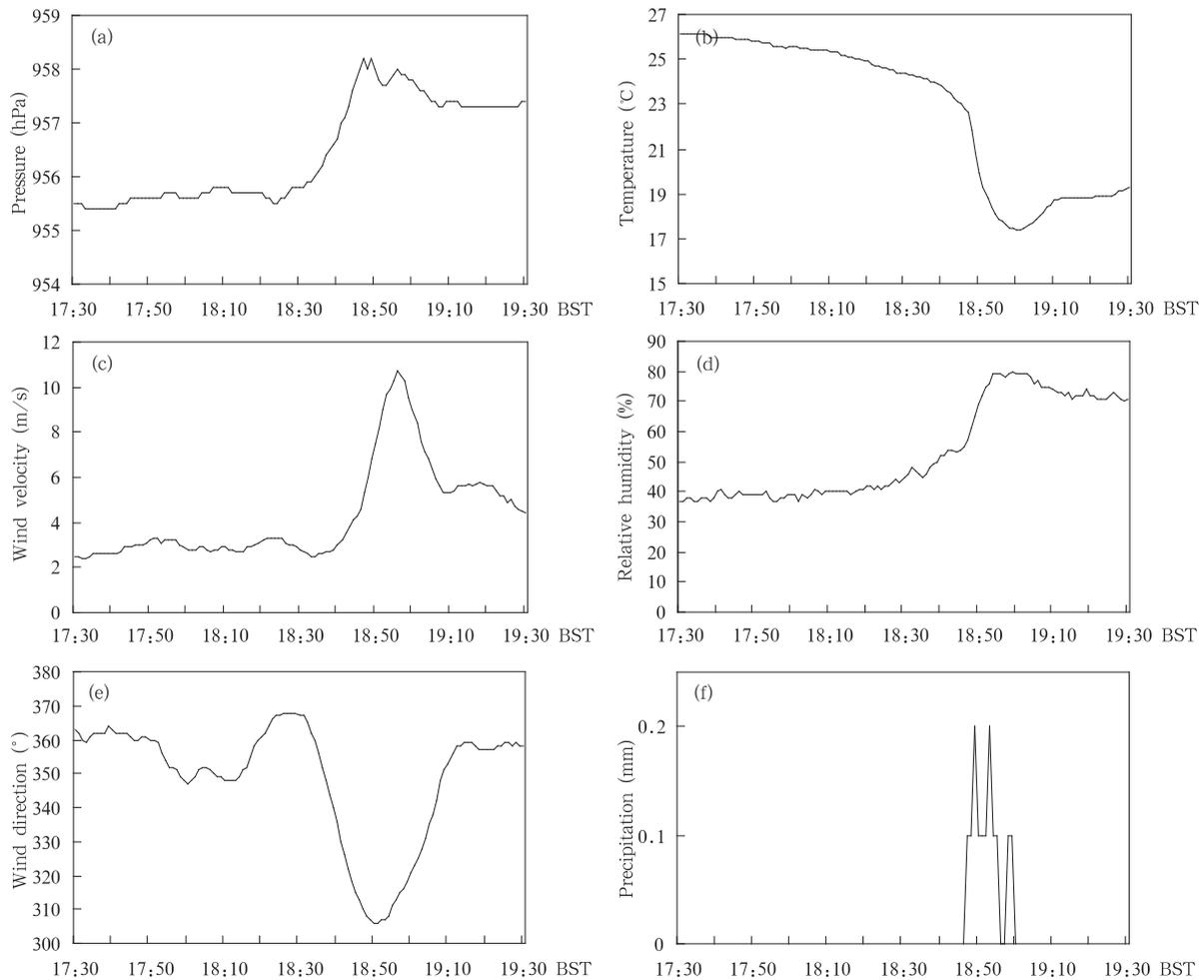


图6 2005年6月26日17时30分—19时30分的气压(a)、温度(b)、风速(c)、相对湿度(d)、风向(e)和降水量(f)随时间的变化

Fig. 6 Changes in the pressure (a), temperature (b), wind velocity (c), relative humidity (d), wind direction (e), and precipitation (f) during 17:30–19:30 BST 26 June 2005

基本为 2.8 m/s 的北风,温度在 25 ℃ 左右,气压在 955.5 hPa 附近,相对湿度约 40% 左右。

从蔡家湖自动气象站的回波强度高度随时间的变化(图 7)可以看出,18 时 30 分飑线前的弱回波开始影响蔡家湖自动气象站,对应图 6a—6f,气压缓慢上升,温度缓慢下降。风向为北风。18 时 40 分飑线前的较强回波移过蔡家湖自动气象站,气压和风速快速上升,温度快速下降。风向逆时针旋转为西北偏北风。18 时 47 分强回波中心开始通过蔡家湖自动气象站,开始降水,相对湿度迅速增加,气压上升到最大值 958.2 hPa,温度骤降,风向逆转为西北风。到 19 时降水停止,相对湿度达到 80%,风速达到 10.3 m/s 的最大值,温度降至 17.4 ℃。19 时后,温度缓慢上升,相对湿度缓慢下降,风速迅速下降,风向则逆时针旋转。

从回波强度高度随时间变化图和自动气象站各气象要素变化图我们都可以看出 18 时 40 分到 19

时强回波经过自动站的 20 min 内,各气象要素的变化最大。气压上升了 2.7 hPa,温度下降了 5.6 ℃,相对湿度上升了 30%,风速增大了 7.7 m/s,风向逆转了 60°。说明强回波的冷出流经过了自动气象站,与上述雷达回波的分析结果一致。在飑线过境前,风向逆时针旋转,飑线过境后,风向顺时针旋转。同时,相对湿度与降水的关系也很大,降水开始后,相对湿度迅速增加,降水停止时相对湿度最大,降水停止后,相对湿度缓慢下降。

但仔细观察发现,各气象要素的变化时间又有先后差别。最早发生变化的是气压和风向,随后发生的是风速、相对湿度、温度和降水。由于资料取样间隔为 1 min,测站能较好反映出各气象要素变化的先后顺序。其中气压、风向、风速的变化超前于强降水 10 min 以上,这也说明了阵风的发生超前于降水的发生。这一结论与漆梁波等(2004)的研究结果一致。

同时我们又比较了蔡家湖自动气象站和阜康自动气象站的风向和风速(图 8)。蔡家湖位于阜康的西面,18 时 50 分蔡家湖自动气象站是西北偏西风,阜康是北风,揭示了近地面有明显的辐合场存在。19 时 30 分蔡家湖自动气象站为北风,阜康自动气象站为西北风,近地面有明显的辐散。对比两自动气象站的风速发现,蔡家湖的最大风速 10.7 m/s 远大于阜康的 7.7 m/s 的风速,这可能是由于强回波中心经过了蔡家湖自动气象站,而没有经过阜康自动气象站造成的。蔡家湖的最大风速发生在 18 时 58 分,刚经过强回波中心的几分钟内,说明飑线强回波后有很强的冷下沉出流。

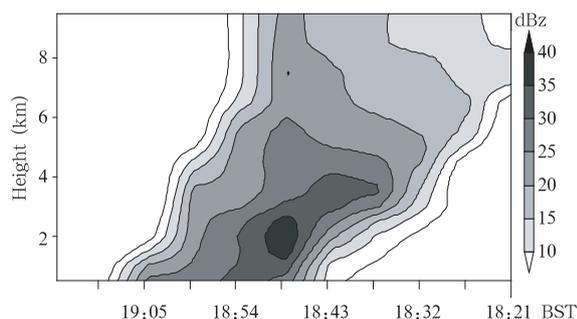


图 7 经过蔡家湖自动气象站回波强度高度随时间的变化
Fig. 7 Changes of reflectivity height at different times

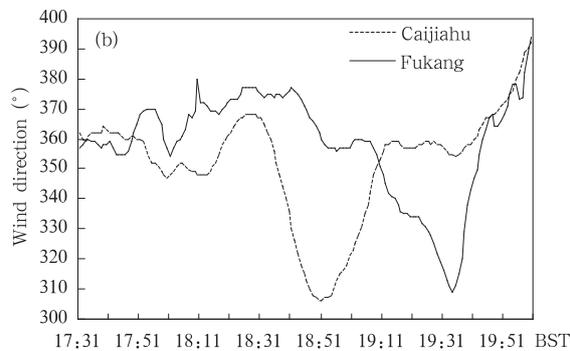
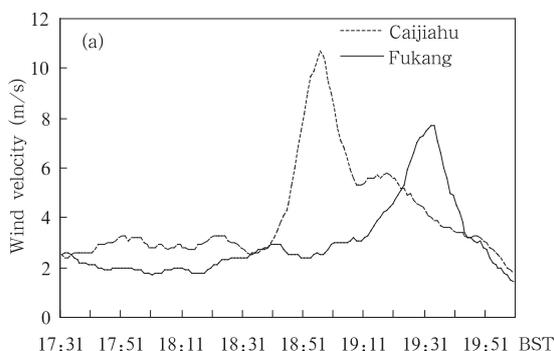


图 8 蔡家湖自动气象站和阜康自动气象站的风速(a)和风向(b)
Fig. 8 Changes in the wind velocity (a) and wind direction (b) at the Caijiahu and Fukang automatic meteorological station

5 三维风场结构分析

下面开始分析雹暴的降水场和动力结构。为此,我们将描述最有代表性的水平和垂直剖面的三维气流、降水场结构(雷达反射率因子)。为了资料处理及其选取反演区的方便,我们以乌鲁木齐雷达为坐标原点,水平坐标的正值表示乌鲁木齐雷达的

东侧,垂直坐标的正值表示乌鲁木齐的北侧。图 9a 为 18 时 16 分乌鲁木齐雷达 1 km 高度的水平回波强度(范围为 $50 \text{ km} \times 50 \text{ km}$),图 9b、9c、9d 分别为 1 km、2 km 和 5 km 高度在 18 时 16 分用乌鲁木齐和五家渠双雷达反演的水平风场,背景为乌鲁木齐雷达的回波强度(范围为 $25 \text{ km} \times 25 \text{ km}$),格点分辨率为 $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ 。

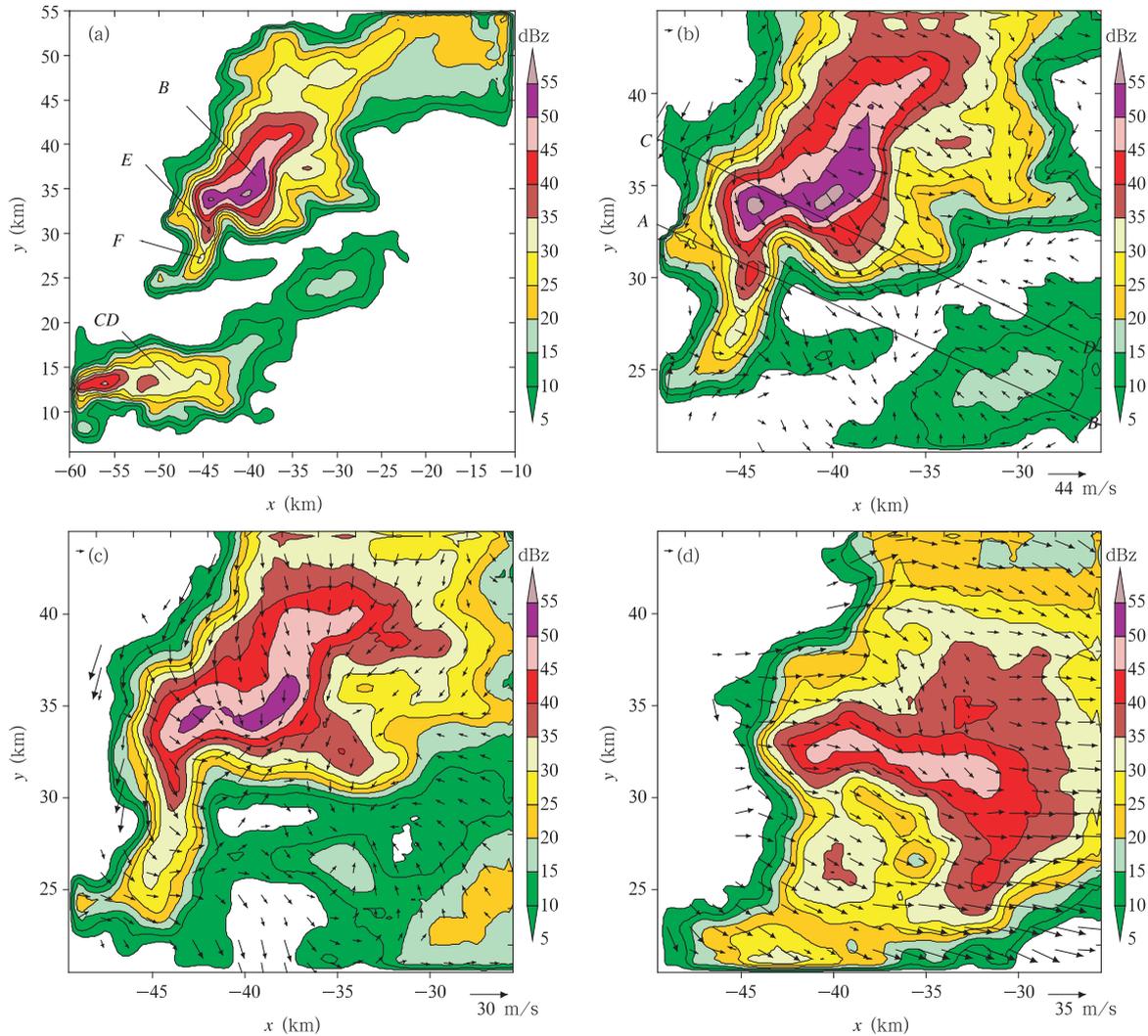


图 9 2005 年 6 月 26 日 18 时 16 分 1 km 高度水平回波强度(a)和水平风场(b), 2 km 高度水平风场(c)、5 km 高度水平风场(d)

Fig. 9 The horizontal reflectivity (a) and horizontal wind structure (b) at 1 km and the horizontal wind structure at 2 km (c), and the horizontal wind structure at 5 km (d) at 18:16 BST 26 June 2005

2005 年 6 月 26 日 18 时 10 分,向东南方向移动的单体 B 和向东移动的复合单体 CD 的前部进入双雷达观测区域内。单体 B 的最大回波强度为 50 dBz,强回波(45 dBz 以上)高度达到 6 km。单体 B

的右前侧有很强的北风,复合单体 CD 的前部有较强的南风,两单体有合并的趋势。

18 时 16 分,这个风暴由一个西南—东北向的对流线组成(图 9a)。1 km 高度上(图 9b),单体 B

基本为西北风,有很明显的中尺度尾部入流,强回波形成的下沉气流进一步增强了西北风,复合单体 *CD* 的前部基本为东南风,向这一地区输送水汽,在两单体交界处形成一条东北—西南走向的辐合线。此辐合线正好在回波单体移动的前沿,它的形成,使得水汽在此处形成强烈的辐合,为回波单体向东南方向的移动以及两单体的合并提供了充足的水汽及其能量,支撑着强回波的发展,在单体 *B* 右前侧产生了两个新生单体 *E* 和 *F*。2 km 高度上(图 9c),复合单体 *CD* 的前部已经与单体 *B* 的中部合并,使得反演区的东南部为东南风。单体 *B* 仍为北风,其右前侧东南入流形成了回波强度大梯度区和有界弱回波区,并形成强烈的辐合。同时,两个回波单体之间的辐合依然存在。5 km 上(图 9d),基本为西风,

除强回波区存在辐合外,再没有其他明显的中尺度系统。

图 10 为连续 4 个时次在 1 km 高度上对流单体 *B* 和复合单体 *CD* 合并前后的两个单体的水平风场(背景为回波强度)。18 时 21 分,单体 *B* 与复合单体 *CD* 的前部已经合并,辐合线已经从两单体间(18 时 16 分)移致单体 *CD* 的前部,单体 *B* 的右前侧的北风气流增强,单体 *E* 的回波增大致 45 dBz,单体 *F* 的回波强度也增致 35 dBz。18 时 27 分,单体 *E* 和 *F* 分别增大到 50 和 45 dBz,同时在单体 *F* 的右侧(南侧)也有一新生单体增大到 40 dBz。18 时 32 分,两单体进一步合并,单体强度有所减弱,但强回波面积迅速增大,逐渐形成一中尺度辐合带。辐合带的前部为辐合线,辐合带的后部有明显的辐散。

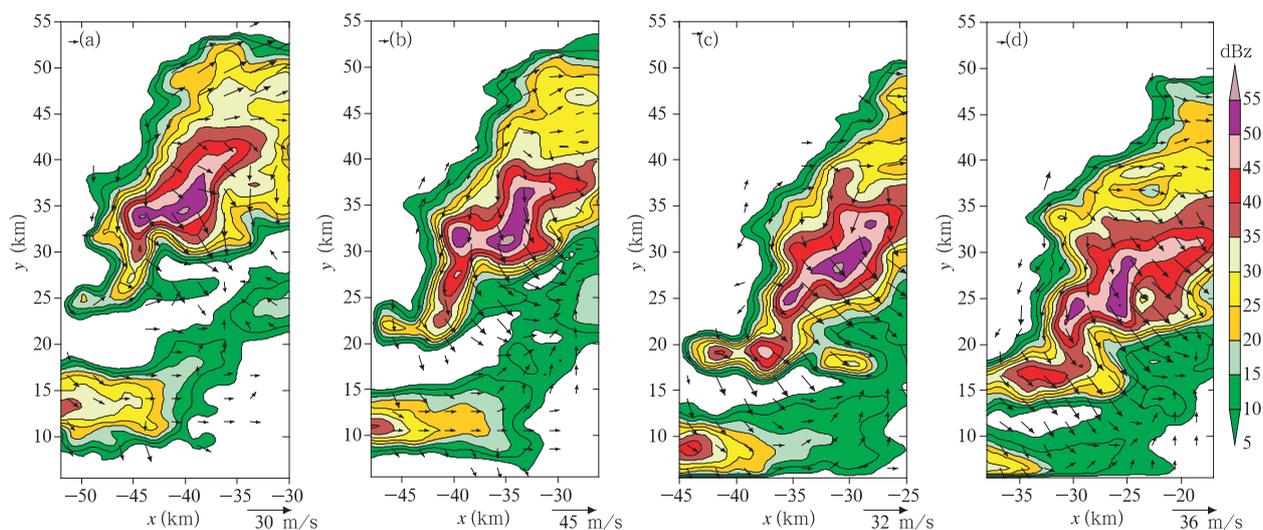


图 10 2005 年 6 月 26 日 18 时 16—32 分连续 4 个时次在 1 km 高度上两个单体合并前后对流单体 *B* 和复合单体 *CD* 的回波强度和水平风场 (a. 16 分, b. 21 分, c. 27 分, d. 32 分)

Fig. 10 The reflectivity and wind structure for the convective cell *B* and complex *CD* during 18:16 to 18:32 BST 26 June 2005 ((a)–(d) are for 18:16 BST, 18:21 BST, 18:27 BST, and 18:32 BST, respectively)

对流单体往往不是孤立的,当一个单体达到成熟阶段,而另一个单体还处于新生发展阶段。因此,可以在同一时刻通过取回波单体不同位置的剖面,来研究不同发展阶段的对流单体。图 11 为相邻两个时刻单体不同位置剖面的垂直风场图(背景为回波强度),图 11a 和 11b 分别为 18 时 16 分和 21 分沿图 9b 中 *AB* 方向作的垂直剖面,图 11c 和 11d 分别为 18 时 16 分和 21 分沿图 9b 中 *CD* 方向作的垂直剖面(在图 9b 上已经标出了沿 *AB*、*CD* 这两个方向作的垂直剖面的位置,垂直风场为水平风速 u 、 v

分量投影到 *AB*、*CD* 剖面上与垂直风速 w 的合成风场,图 11 的水平分辨率为 1 km,垂直分辨率为 0.5 km)。

从风暴发展阶段的垂直剖面(图 11a, 11b)可以看出,在对流单体的低层为对流单体前部的东南风和对流单体后部的西北风的辐合,在两支气流的交汇处形成上升气流。上升气流在强回波区转为西北气流,与对流单体后部的西北气流汇合,在中高层形成出流。强回波在对流云的中部,最大回波强度只有 35 dBz,在其后部有东北风与上升气流辐合,18

时 21 分生成许多新生回波单体。图 11b 与 11a 相比风场变化不大,仍然处在发展阶段,但回波强度有所增强,最大回波强度在对流单体的中上部(约

7 km),达到 45 dBz,对流单体的前部有明显的回波悬垂。由于气流的强上升运动,使得上升气流区的回波变得更弱,表现为 5 km 以下的 CAPPI 上单体

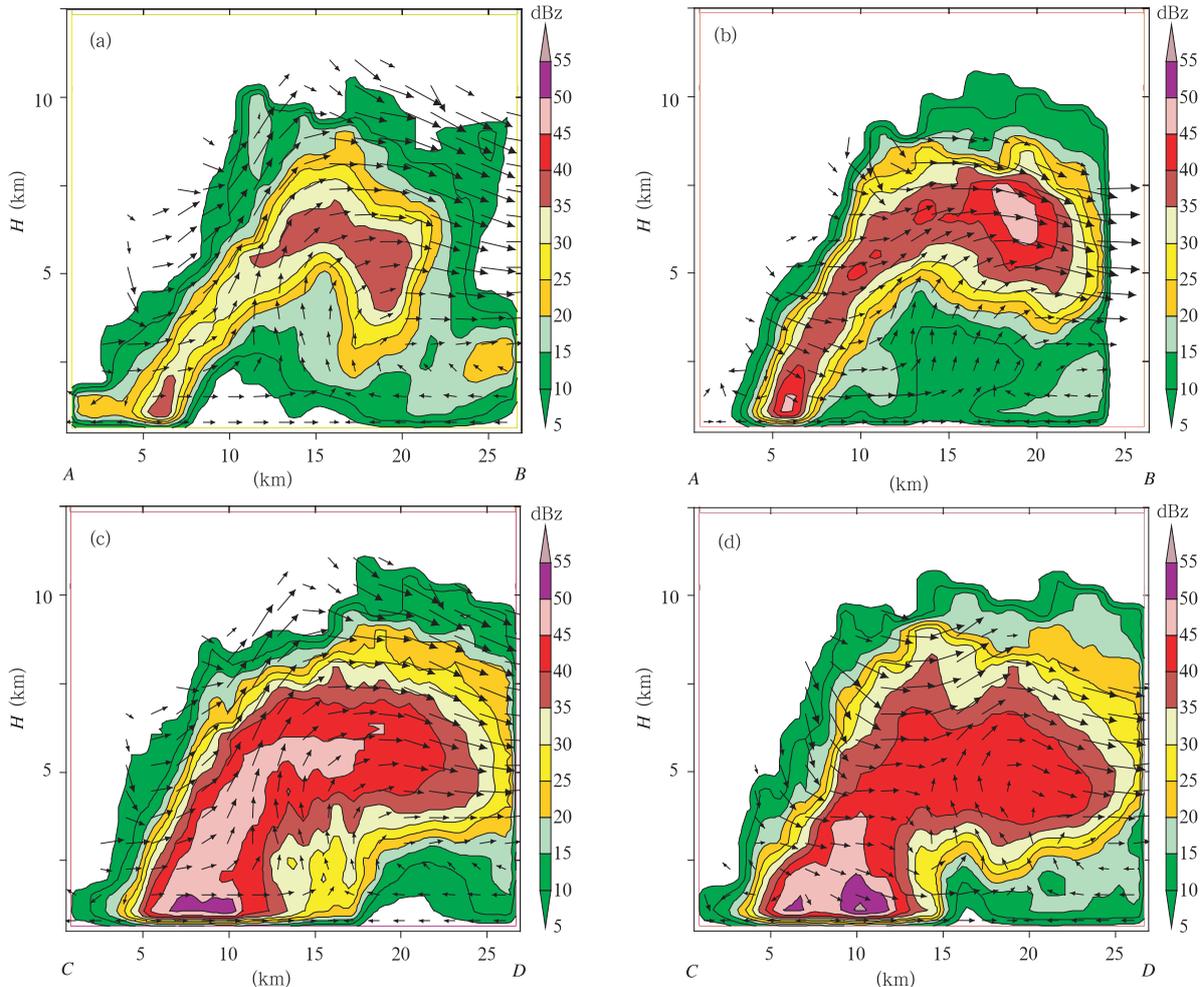


图 11 2005 年 6 月 26 日 (a) 18 时 16 分沿 AB 剖面的风场、(b) 18 时 21 分沿 AB 剖面的风场、(c) 18 时 16 分沿 CD 剖面的风场、(d) 18 时 21 分沿 CD 剖面的风场

Fig. 11 The vertical cross-sections of the wind field along AB at 18:16 BST (a) and at 18:21 BST (b) and along CD at 18:16 BST (c) and at 18:21 BST (d) on 26 June 2005

的西南侧有明显的弱回波和有界弱回波区。

从风暴成熟阶段的垂直剖面(图 11c、11d)可以看出,雷达回波强度已经及地,最大回波强度达到 50 dBz,低层仍为西北风和东南风的辐合,形成上升气流,但弱回波区的上升气流已经变得很弱,强上升气流区基本位于强回波区内,在中高层转为西北风,形成云砧。18 时 21 分对流单体前部仍有上升气流,但强上升气流较上一时刻(18 时 16 分)变弱,强回波处由于降水粒子的拖曳作用,已出现明显的下沉气流。在上升气流与下沉气流的交界处,回波梯

度达到最大。同时,强回波已经开始下降。

6 结 论

本文利用多种气象资料(包括 Micaps 高空和地面探测资料、探空资料、NCEP 再分析场资料、自动气象站资料、乌鲁木齐和五家渠多普勒雷达资料及其反演的风场),综合分析了 2005 年 6 月 26 日新疆乌鲁木齐附近的一次强飚线过程。

(1) 本次飚线对流过程,共历时约 3 h,行程 210 km,平均移动速度达到 70 km/h,单体在右侧

(西南侧)生成及单体间的合并是飑线发展的主要中尺度现象。对流单体间的合并过程往往最早发生在中层。

(2) 飑线低层是东南风的入流气流,与对流带后部的西北风气流相遇后向上倾斜上升,在中高层形成飑前砧状云。这与国内外中纬度飑线的结构基本一致(Protat, et al, 2000; 王俊等, 2007)。但飑线前后层状云降水不是很明显。本次飑线过程只有前缘强烈的对流区,没有尾随的层状云降水。

(3) 中低层的风场辐合是造成这次飑线的主要原因,发展旺盛的回波带为多单体结构,其内部单体处于不同的生长和发展阶段,强回波右前侧的入流及其形成的辐合,促使该单体发展,并在其右侧(西南侧)形成新的单体;将要合并的回波带之间存在明显的辐合带,而强对流形成的出流进一步增强了这一风暴带。

(4) 在某种意义上,风暴的发展演变即有多单体风暴的特征,又有超级单体风暴的特征。入流区、大的回波强度梯度区和弱回波区非常明显,另外,强烈的垂直风切变,使回波严重倾斜;同时,不同发展阶段的风场配置有明显的不同,上升气流和下沉气流在多单体风暴中同时存在。

(5) 自动气象站资料揭示了飑线来临前和影响之后环境风的演变特征:包括飑前静风区、飑前阵风、气流辐合、气温骤降、飑后气流辐散。

致谢:新疆维吾尔自治区气象局张洁副局长和五家渠市气象局张燕同志为本文提供了资料,在此表示感谢。

参考文献

- 程麟生, 冯伍虎. 2002. 中纬度中尺度对流系统研究的若干进展. 高原气象, 21(4): 337-347
- 丁一汇. 2005. 高等天气学. 北京: 气象出版社, 321pp
- 付双喜, 王致君, 张杰, 陈乾. 2006. 甘肃中部一次强对流天气的多普勒雷达特征分析. 高原气象, 25(5): 932-941
- 葛润生, 姜海燕, 彭红. 1998. 北京地区雷暴气流结构的研究. 应用气象学报, 9(1): 1-7
- 胡文东, 李艳春, 郑广芬等. 2007. 宁夏干旱区强对流降水过程雷达图像纹理特征分析. 中国沙漠, 27(2): 331-336
- 李鸿洲. 1988. 区域地面天气图上华北飑线的特征及其临近预报. 大气科学, 6(1): 18-27
- 刘黎平, 邵爱梅, 葛润生等. 2004. 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, 28(2): 278-283
- 刘淑媛, 孙健, 杨引明. 2007. 上海 2004 年 7 月 12 日飑线系统中尺度分析研究. 气象学报, 65(1): 84-93
- 刘勇, 刘子臣, 马廷标等. 1998. 一次飑线过程中龙卷及飑锋生成的中尺度分析. 大气科学, 22(3): 326-335
- 邱崇践, 余金香. 2004. 多普勒雷达资料对中尺度系统短期预报的改进. 气象学报, 58(2): 244-249
- 漆梁波, 陈永林. 2004. 一次长江三角洲飑线的综合分析. 应用气象学报, 15(2): 162-173
- 漆梁波, 陈春红, 刘强军. 2006. 弱窄带回波在分析和预报强对流天气中的应用. 气象学报, 64(1): 112-120
- 王俊, 朱君鉴, 任钟东. 2007. 利用双多普勒雷达研究强飑线过程的三维风场结构. 气象学报, 65(2): 241-251
- 伍志方, 张春良, 张沛源. 2001. 一次强对流天气的多普勒特征分析. 高原气象, 20(2): 202-207
- 徐宝祥. 1993. 论飑线动力学. 气象科技, (2): 42-46
- 周海光, 王玉斌. 2005. 2003 年 6 月 30 日梅雨锋大暴雨 β 和 γ 中尺度结构的双多普勒雷达反演. 气象学报, 63(3): 301-312
- 张沛源, 何平, 葛润生. 1998. 三部多普勒天气雷达联合测量大气风场的误差分布及最佳布局研究. 气象学报, 56(1): 96-103
- 张腾飞, 段旭, 鲁亚斌等. 2006. 云南一次强对流冰雹过程的环流及雷达回波特征分析. 高原气象, 25(3): 531-538
- 庄薇, 刘黎平, 王楠. 2006. 新疆地区一次对流性降水的三维中尺度风场研究. 应用气象学报, 17(4): 445-451
- 郑媛媛, 俞小鼎. 2004. 一次典型超级单体风暴的多普勒天气雷达观测分析. 气象学报, 62(3): 317-328
- Fujita T T, et al. 1955. Results of detailed synoptic studies of squall lines. Tellus, 7: 405-436
- Ge Runsheng, Jiang Haiyan, Peng Hong. 1998. Flow structure of hail storm in Beijing area. J Appl Meteor Sci, 9(1): 1-7
- Houze R A, et al. 1982. Organization and structure of precipitation cloud systems. Adv Geophys, 4: 25-315
- Newton C W, et al. 1950. Structure and mechanism of the prefrontal squall line. J Meteor, 7: 210-222
- Newton C W, et al. 1967. Severe convective storm. Adv Geophys, 12: 257-308
- Ogura Y, et al. 1980. The structure of a midlatitude squall line: A case study. J Atmos Sci, 37: 553-567
- Protat A, et al. 2000. Kinematic and thermodynamic study of shallow hailstorm sampled by the McGill bistatic multiple-Doppler radar network. J Atmos Sci, 58: 1222-1247
- Qi Liangbo, Chen Yonglin. 2004. Synthetic analysis of a squall in yangtse river delta. J Appl Meteor Sci, 15(2): 162-173
- Smull B F, et al. 1987. Dual-Doppler radar analysis of a midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain. J Atmos Sci, 44: 2128-2148