

梁建宇, 孙建华. 2012. 2009 年 6 月一次飊线过程灾害性大风的形成机制 [J]. 大气科学, 36 (2): 316 - 336, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11017. Liang Jianyu, Sun Jianhua. 2012. The formation mechanism of damaging surface wind during the squall line in June 2009 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (2): 316 - 336.

2009 年 6 月一次飊线过程灾害性大风的形成机制

梁建宇^{1,2} 孙建华¹

1 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

摘 要 对 2009 年 6 月 3~4 日一次产生地面大风的人字形强飊线过程进行了观测资料分析和数值模拟研究。观测资料的分析表明: 人字形回波系统的右半支的结构与一般的飊线系统类似, 在系统成熟阶段地面存在明显的雷暴高压、冷池、出流边界、尾流低压等特征; 人字形回波的左半支对应的地面风速比右半分支弱, 且强对流区后部没有对应层状云、地面雷暴高压、冷池等; 灾害性大风的产生主要由这个人字形系统的右半支造成的。高分辨率模拟结果的分析表明: 系统由线状转变为人字形系统的原因是由于气旋扰动的冷暖切变的作用, 冷、暖切变上分别形成了有层状云和无层状云的飊线分支。系统的右半分支在发展阶段和成熟阶段对流区有比较强烈的下沉气流, 系统的后部的中层入流可能会加强这个下沉气流。中层入流是地面大风形成的重要原因之一; 成熟阶段垂直于飊线系统主要有三股气流, 包括从飊线前部向后的入流和中层从后部到前部的入流, 以及前部的低层入流到高层的出流。

关键词 飊线 地面大风 人字形回波 中层入流

文章编号 1006-9895 (2012) 02-0316-21

中图分类号 P445

文献标识码 A

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11017

The Formation Mechanism of Damaging Surface Wind during the Squall Line in June 2009

LIANG Jianyu^{1, 2} and SUN Jianhua¹

1 Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 Graduated University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract A severe occlusion type of squall line is investigated by using observational data analysis and WRF model simulation, which occurred in Henan Province in China on June 3, 2009 and produced surface damaging high wind. The observational data analysis result shows that: The right branch of this system has some similar features to typical squall lines. Some features such as thunderstorm high, boundary outflow, cold pool, and wake depression are presented in the mature stage. By contrast, for the right branch there are not significant features such as stratiform cloud, thunderstorm high, and cold pool in the left branch of the squall line. The surface wind within the region of left branch is weaker than that in the right branch. High wind was mainly caused by the right branch of the system.

收稿日期 2011-01-19, 2011-10-22 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金项目 41075032, 中国气象局公益类行业专项 GYHY200906004, 国家重点基础研究规划项目 2010CB951804

作者简介 梁建宇, 男, 1985 年出生, 硕士, 研究方向: 中尺度气象学。E-mail: liangjianyu@yahoo.cn

通讯作者 孙建华, E-mail: sjh@mail.iap.ac.cn

High-resolution model outputs reveal that the formation of occlusion morphology of this system is caused by cold wind shear and warm wind shear near the ground. These shears lead to the existence of right branch with stratiform cloud and left branch without stratiform cloud, respectively. Furthermore, the formation mechanism of the surface high wind and the organization mode of the right branch of this system in the mature stage have been revealed: The downward motion of the convective region in the right branch is intense in developing and mature stage. Rear inflow in the middle troposphere may intensify such downward motion. Rear inflow is an important factor for surface high wind. There are three major air flows within the cross section of the right branch, including front-to-rear inflow in front of the squall line, rear-to-front inflow in the middle layer, and inflow in the lower layer which changes to outflow in the high layer.

Key words squall line, surface high wind, occlusion type, rear inflow in the middle layer

1 引言

2009 年 6 月 3 日中午到 4 日凌晨, 山西、河南、山东、安徽北部、江苏北部等地区出现了罕见的灾害性大风天气, 地面大风是由一个飚线系统产生的。国内关于飚线发生条件的研究也不少。丁一汇等 (1982) 对我国 18 个飚线个例进行了研究, 指出冷锋、切变线、低涡、高空急流、露点锋和低空风场不连续线等都可以对飚线起到触发和组织作用。对飚线的预报不能仅依靠天气尺度的系统, 还要注意中尺度的触发作用 (李鸿洲, 1988; 翟国庆和俞樟孝, 1992)。

国外研究者在飚线的发生条件、组织方式、生命史演变、雷达回波特征、中尺度结构和数值模拟等方面已经有了很多研究结果。通过对雷达资料的分析, 对中尺度对流系统进行了分类 (Bluestein and Jain, 1985; Parker and Johnson, 2000), 在分类研究的基础上, 采用观测资料分析了对流组织形式与环境风垂直切变的关系 (Bluestein and Jain, 1985; Parker and Johnson, 2000; Johnson et al., 2005; Schumacher and Johnson, 2005)。Houze et al. (1989) 提出了成熟阶段飚线系统结构的概念模型, 主要的气流为飚前近地面入流、对流区内对流尺度的上升和下沉运动、层云区内中上层向后的上升出流和中下层向前的下沉入流。Rasmussen and Rutledge (1993) 通过对 10 次飚线过程的研究, 指出雷达回波结构的演变和运动学结构的变化密切相关。除了对中尺度对流系统的组织类型和形成环境条件的研究, 还对飚线系统及其形成地面大风的原因进行大量研究。Fujita (1978) 指出弓形回波是形成下击暴流的主要系统之一。层状云下部的尾部入流的强度对下击暴流的强度及雷暴高压、尾流低

压的形成有很重要的作用 (Rutledge et al., 1988)。近年来的模拟和雷达资料分析研究发现, 在弓状回波中的 γ 中尺度涡旋是造成小范围强风的主要系统 (Trapp and Weisman, 2003; Atkins et al., 2005), 对 γ 中尺度涡旋的形成机理以及产生地面强风的原因也进行了一些研究 (Wakimoto et al., 2006a, 2006b; Atkins and Laurent, 2009)。

比弓形回波更复杂的有锢囚型、无规则型等 (Blanchard, 1990)。锢囚型从形状上来看是人字形, 一般形成于天气尺度的锋面附近 (Fortune et al., 1992), 这种类型的回波与天气尺度的锢囚锋有明显的区别, 国外对这类回波的研究比较少。本文所研究的 2009 年 6 月 3 日飚线过程从形态上来看属于人字形回波, 它造成了灾害性的大风天气 (孙虎林等, 2011)。因为常规的观测资料时间和空间的分辨率较低, 有时候不足以提供足够的信息, 而数值模拟结果可以再现系统的发展过程, 从天气尺度环流场预报这个飚线系统比较困难。数值模式的初值若无足够的中尺度信息也容易导致预报的失败。因此, 通过对观测资料和模拟结果的分析, 可以对这种系统的结构和形成机理有一个更深刻的了解, 以便对以后的预报有指导意义。

2 资料和方法

本文分析中使用的资料来自于中国气象局的常规观测资料, 包括: 每小时的地面自动气象站观测和常规 3 小时地面观测资料; 我国地面闪电定位仪观测的每小时闪电资料; 每小时的 FY-2C TBB (Temperature of Black Body) 资料, 其空间分辨率为 0.1° (纬度) $\times 0.1^\circ$ (经度); 每天两次 (08 时和 20 时) 的探空资料。还使用了商丘、徐州等站的多普勒雷达观测组合反射率资料。此外, 还使用了每

6 小时一次的 NCEP FNL1°×1°再分析资料。

首先,采用 NCEP 再分析资料和中国气象局的常规高空观测资料分析此次过程的大尺度背景场。利用雷达回波和地面自动气象站的风场、气压、气温、变压、变温等要素,分析了飊线的结构和产生大风的可能机制。最后,利用高分辨率的 WRF 模式的模拟结果进一步分析常规观测资料不能得到的飊线结构特征和大风的可能发生机理。

3 大尺度环流背景场及观测分析

3.1 飊线发生的环境条件

2009 年 6 月 3~4 日罕见强飊线突袭河南、安徽、江苏(图 1),这些地区遭受了雷雨、大风等强对流天气袭击,河南省有 42 个县市出现雷电,19 个县市出现了 17 m/s 以上的短时大风,特别是河南省的商丘出现了历史罕见的大风天气,宁陵、永城最大风速分别达 28.6 m/s 和 29.1 m/s,均为有气象记录以来的历史极值。这场大范围风雹灾害造成商丘、开封、济源 3 市较大人员伤亡和财产损失,其中商丘损失最大。从雷达回波和地面观测资料上来看,本次大风过程主要是由飊线所造成的。图 1 中的大风是每 3 小时的常规地面观测,从 2009 年 6 月 3 日 22 时(北京时,下同)到 4 日 02 时出现了 20 m/s 以上的大风,并且大风出现在人字形回波的右半支[沿着系统移动的方向,左侧部分命

名为左半分支,右侧部分命名为右半分支(下同)]附近。并且人字形系统的移动方向(往东南移动)垂直于右半支的伸展方向,而与左半支的伸展方向平行。下面将详细分析飊线的演变过程。

本次过程是在 2009 年 6 月 3 日下午开始发生的,因此,主要分析 3 日 08 时高空的形势场(图 2)。东亚大气环流的主要特征之一是东北冷涡控制我国的东北和华北地区,该冷涡从对流层低层一直伸展到高层,是一个深厚系统。由于东北冷涡的存在,华北和中原地区的对流层中高层盛行西北风,冷空气较为活跃,为此次过程飊线的发展提供了有利的热力和动力的条件:冷空气南下造成的低温和河南地区低层的高温形成对比,容易形成热力不稳定条件,而高层风速比较大,造成风的垂直切变较大,有利于深厚对流的形成。3 日 08 时 850 hPa 上河南及其附近地区风速较小,多个测站风速为 2.5 m/s 左右,温度梯度非常小,温度平流较弱(图 2a)。850 hPa 和 700 hPa 上甘肃的东部和陕西的西部有一个短波槽,河南地区处于这个小槽的前部(图 2a、b)。500 hPa 上槽线从东北冷涡一直伸到长江口,温度槽落后于高度槽,有利于槽的东移加深(图 2c、d)。华北地区处于这个槽线的后部,盛行西北气流,飊线发生的河南地区上空有冷平流。200 hPa 上我国长江以北区域都在西风急流的控制下。在这次过程中,大尺度背景场是属于弱的

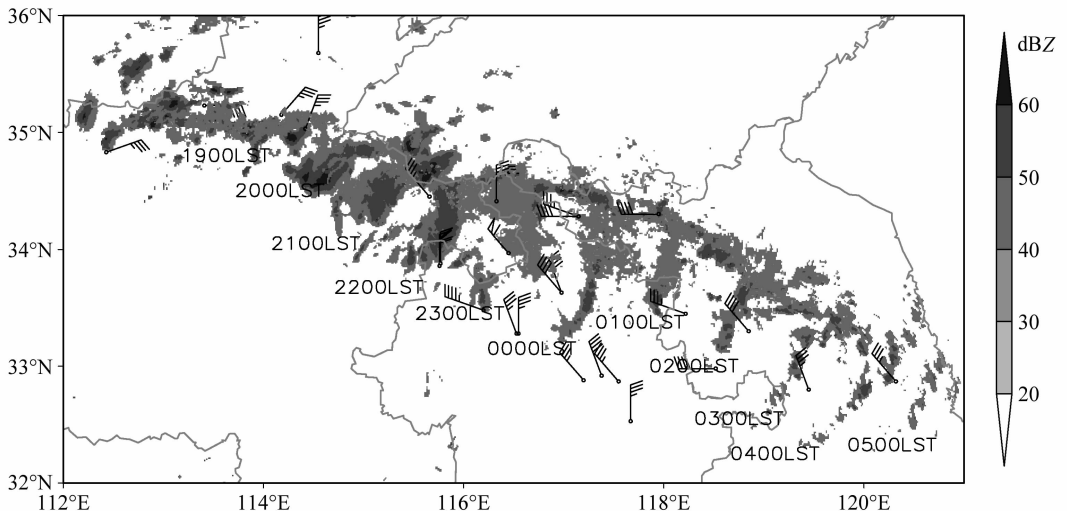


图 1 2009 年 6 月 3~4 日飊线的每小时雷达回波演变和每 3 小时的大风分布。全风向杆代表风速为 5 m/s(下同),一个站点出现两个风向杆表示有两个观测时次都出现了大风

Fig. 1 The variation of radar echo related to the squall line every hour and the location of high wind every three hours during 3-4 Jun 2009. A full barb is 5 m/s (the same below), and two bars at single station represent high wind occurring at two observational times

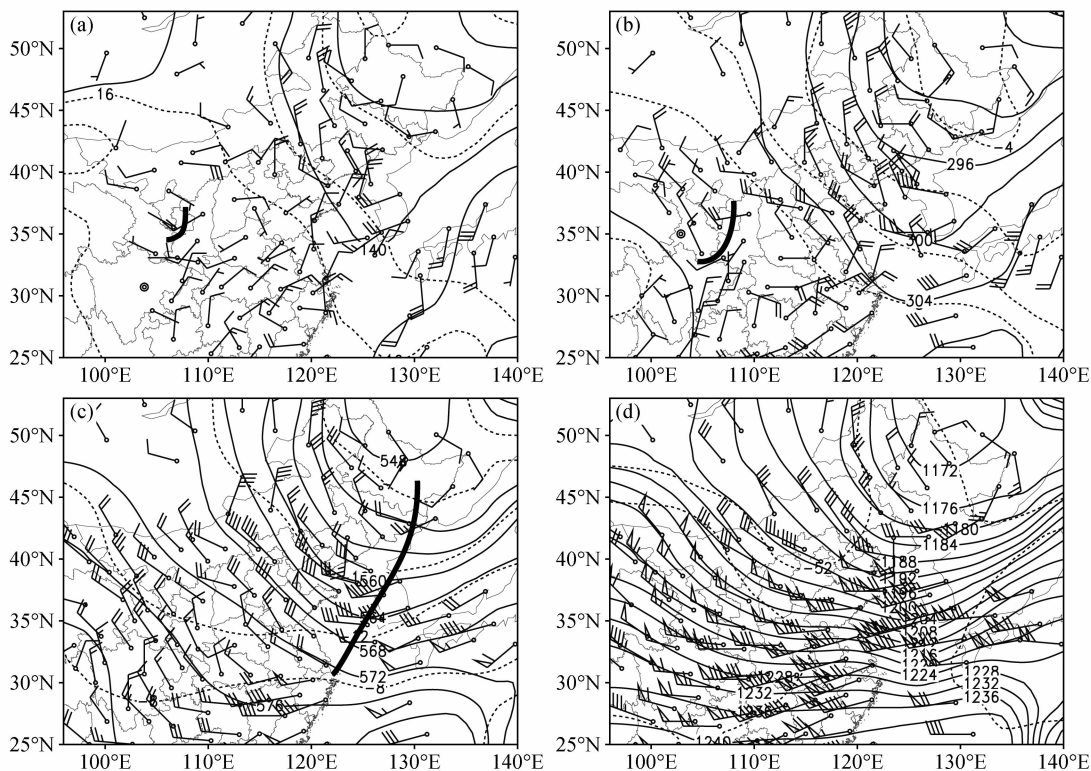


图 2 2009 年 6 月 3 日 08 时的高度场 (实线, 间隔为 4 dagpm) 和温度场 (虚线, 间隔为 4℃) 以及风场: (a) 850 hPa; (b) 700 hPa; (c) 500 hPa; (d) 200 hPa

Fig. 2 Geopotential height (solid line, interval is 4 dagpm), temperature (dashed line, interval is 4℃), and vector winds at (a) 850 hPa, (b) 700 hPa, (c) 500 hPa, and (d) 200 hPa at 0800 BJT (Beijing time) 3 Jun 2009

背景场, 这种形势与丁一汇等 (1982) 提出的槽后型一致, 即飊线处于 500 hPa 高空的槽后、850 hPa 的槽前, 但是低空并没有低空急流的出现。在这种情况下, 强对流的发展需要有强的触发机制。

郑州的探空分析显示, 6 月 3 日 08 时 925 hPa 以下有逆温层 (图 3a), 这可能是夜间形成的边界层逆温层。500~900 hPa 的温度露点差比较大, 中低层大气比较干, 最大的温度露点差达到 40℃ 以上, 而 500~400 hPa 的中层比低层湿, 温度露点差在 10℃ 左右。这种层结有利于不稳定能量的积累, 此时的对流有效位能 (CAPE) 已经为 977 J/kg。由于探空一天只有 2 次, 而对流发生在下午, 因此, 这里采用 NCEP 再分析资料分析最靠近郑州的地点中午的层结特征。6 月 3 日 14 时 (图 3b) 500 hPa 以下温度露点差为 15~20℃ 左右, 对流层的中下层仍然比较干, 500 hPa 以上的大气层逐渐变湿, 此时的 CAPE 值为 1937 J/kg, 比 08 时的增大了一倍, 低层顺时针的风切变表明 850 hPa 以下有暖平流。在这种情况下, 一旦有外部强迫的出现, 对流

就能够强烈发展, 但由于层结比较干, 不利于强降水的产生。

受此次过程影响较大的商丘自动气象站的观测显示 (图 4a), 6 月 3 日 18 时商丘站的气温为 32℃, 之后开始下降, 22 时降到了 19℃, 在 4 小时之内气温下降了 13℃。气压从 21 时到 22 时上升了 5 hPa 左右, 由于大风持续时间较短, 每小时一次的自动气象站没有记录到最强大风发生时的风速, 但是风向的转变还是比较清楚的, 风向在 21 时左右从偏东风转为偏北风, 在图 1 中给出了从重要天气报中提取的大风记录。此次过程商丘气象站观测从 3 日 21 时到 4 日 01 时出现了降水, 3 日 20~21 时的累积降水量大约为 10 mm (图略)。郑州自动气象站的情况和商丘的类似 (图 4b), 气压从 3 日 20 时到 21 时急剧上升了 2 hPa, 温度从 18 时到 21 时下降了大约 8℃, 风向从 20 时的东北风转变为 21 时的西北风。

3.2 飊线的发展过程分析

Leary and Houze (1979) 根据飊线系统的雷达

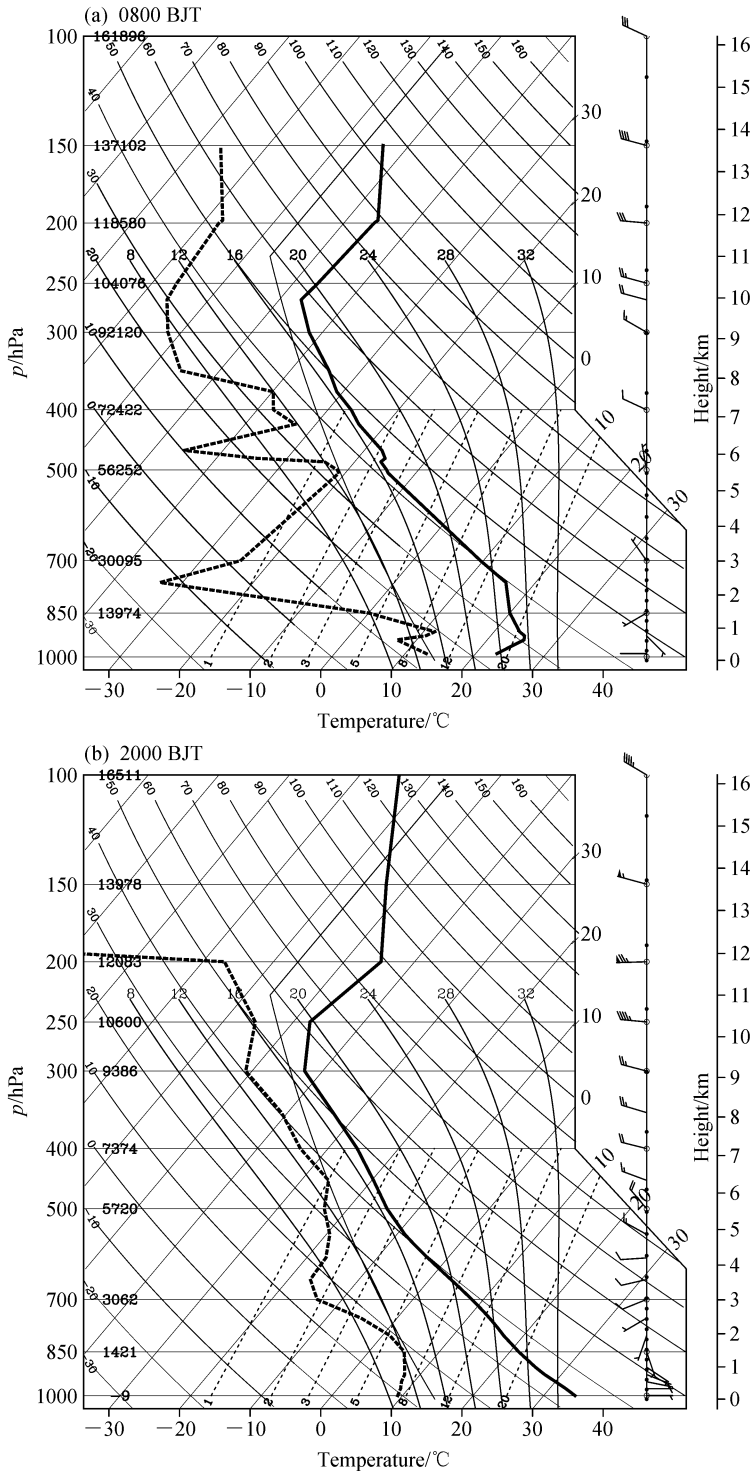


图3 2009年6月3日(a)08时郑州(34.72°N, 113.65°E)及(b)14时附近地区(35°N, 114°E)的探空图。黑实线为温度廓线,虚线为露点廓线

Fig. 3 Skew T - $\log p$ diagram from sounding data at (a) Zhengzhou station (34.72°N, 113.65°E) and (b) its surrounding area (35°N, 114°E) on 3 Jun 2009. The solid and dashed lines indicate the temperature and the dew point temperature, respectively

回波特征和降水特征将飊线的生命史划分为初生、增强、成熟和消散四个阶段。为了分析这次飊线系

统发展过程中不同阶段的特征,根据地面观测和雷达回波的演变将此次强飊线的发展过程分为四个阶

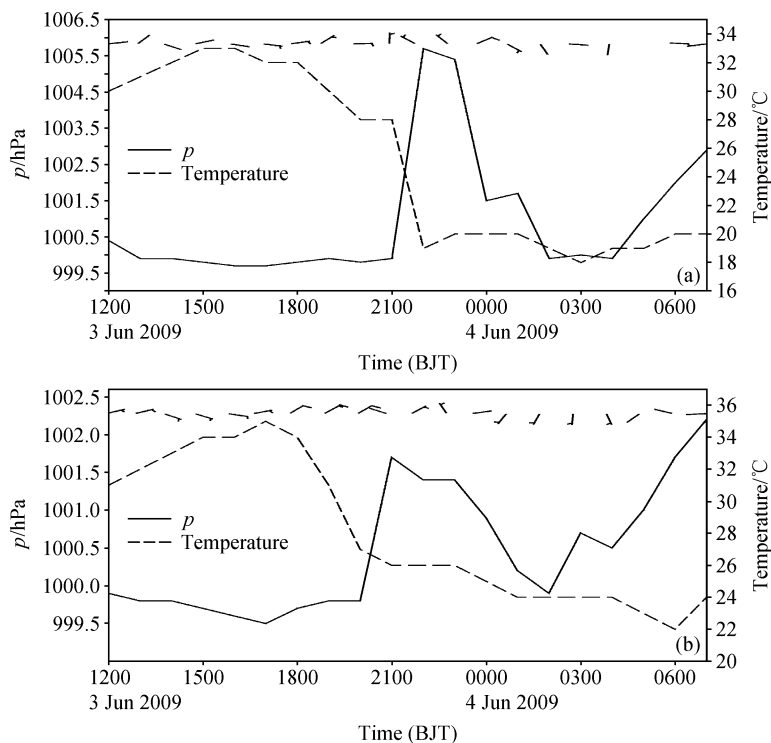


图 4 2009 年 6 月 3 日 12 时~4 日 07 时自动站各气象要素随时间的变化：(a) 商丘；(b) 郑州。实线：气压；虚线：气温
 Fig. 4 The variation of surface pressure, temperature, wind from automatic weather stations from 1200 BJT 3 to 0700 BJT 4 Jun 2009: (a) Shangqiu station; (b) Zhengzhou station

段：(1) 形成阶段：3 日 19~20 时；(2) 发展阶段：3 日 21~22 时；(3) 成熟阶段：3 日 23~4 日 00 时；(4) 消散阶段：4 日 01 时以后。

3.2.1 形成阶段 (3 日 19~20 时)

6 月 3 日 19 时在 34°N~36°N 有两片带状雷达回波区 (图 5a)，北边的雷达回波为回波 A，南部的带状强雷达回波为回波 B，因为雷达回波 B 后来的发展比较强烈，形成了本文研究的飊线系统，所以主要分析这片雷达回波。3 日 20 时，回波 B 已经表现出人字形回波特征 (图 5b)，这块回波的右半部分为主导的部分，而左半部分因为产生的天气现象比右半分支弱，为附属的部分。此时飊线的范围和强度比 19 时增强了很多，对应的地面雷暴高压和冷池不显著 (图 5b)。此阶段虽然没有出现明显的雷暴高压，但地面温度已经开始降低，19 时在回波区有 2.5°C 的降温 (图 6a)。20 时在强回波中心有 5.0°C 的降温，而且在回波 B 的前方形成了西南风与东北风的辐合线 (图 6b)，该辐合线是回波 B 的出流和西南气流之间的辐合，大风区出现在回波 A 和 B 之间及回波 B 的区域内。此外，在回波 B 的

东南侧，还有一条西南风与偏东风的切变线，该切变线的辐合有利于人字形回波的左半支的生成。此阶段的降水较弱，闪电活动也很少 (图 7a)。

3.2.2 发展阶段 (3 日 21~22 时)

3 日 21 时，回波 B 的层状云范围比 20 时扩大 (图 5c)，回波 B 对应的地面上出现了中心的气压大于 1003 hPa 的雷暴高压，正变压达到了 4 hPa，气温小于 20°C，变温强度达到 -7.5°C (图 6c)，即在飊线的后部形成了冷池，冷池对飊线系统的维持有重要的作用 (Rotunno et al., 1988; Weisman and Rotunno, 2004)。10 m/s 以上的大风区出现在雷暴高压附近地区。人字形回波的左右两支分别对应了地面的两条切变线。此时，回波的前方为大范围的偏南风与偏东风，强回波中有偏北风，它应该是该系统的下沉气流形成的边界层出流，该出流与偏南风之间有强的辐合，有利于对流系统的发展和维持。各气象要素的变化与前面的单站分析 (商丘站) 的变化一致。此时，与回波 B 对应的降雨已经达到了 10 mm/h，而且有大量的闪电活动，人字形回波的左右两支分别对应了两个降水大值中心，但

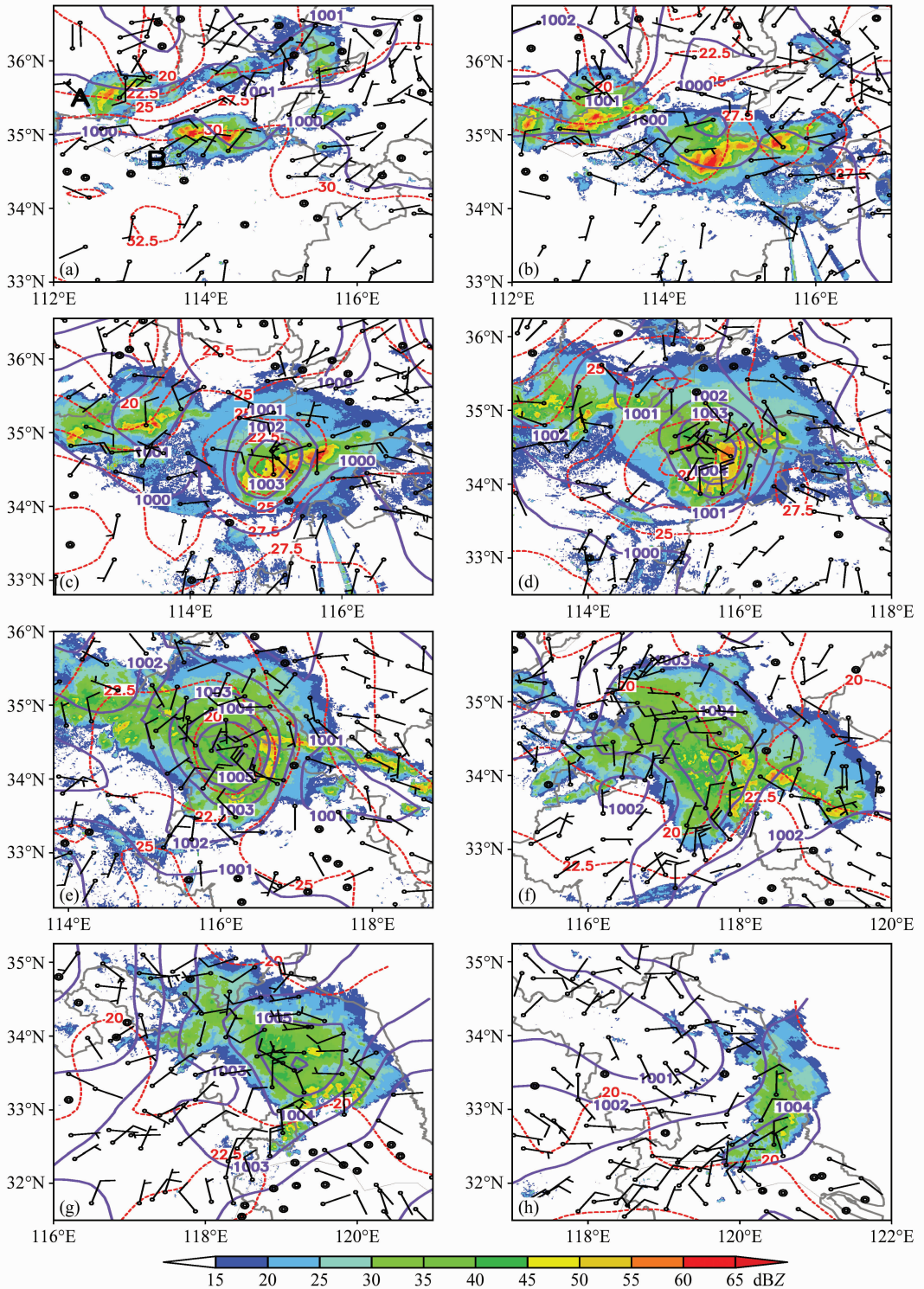


图5 2009年6月3日19时~4日05时的地面图分析:(a)3日19时;(b)3日20时;(c)3日21时;(d)3日22时;(e)3日23时;(f)4日01时;(g)4日03时;(h)4日05时。阴影:雷达组合反射率;红虚线:等温线(间隔:2.5°C);紫实线:等压线(间隔:1 hPa);风羽:风场

Fig. 5 Surface mesoscale analyses for 3-4 Jun 2009, including radar reflectivity (shadings), isobar (purple solid lines) with 1-hPa interval and isothermal (red dotted lines) with 2.5°C interval, wind at (a) 1900 BJT, (b) 2000 BJT, (c) 2100 BJT, (d) 2200 BJT, (e) 2300 BJT on 3 Jun 2009, (f) 0100 BJT, (g) 0300 BJT, (h) 0500 BJT on 4 Jun 2009

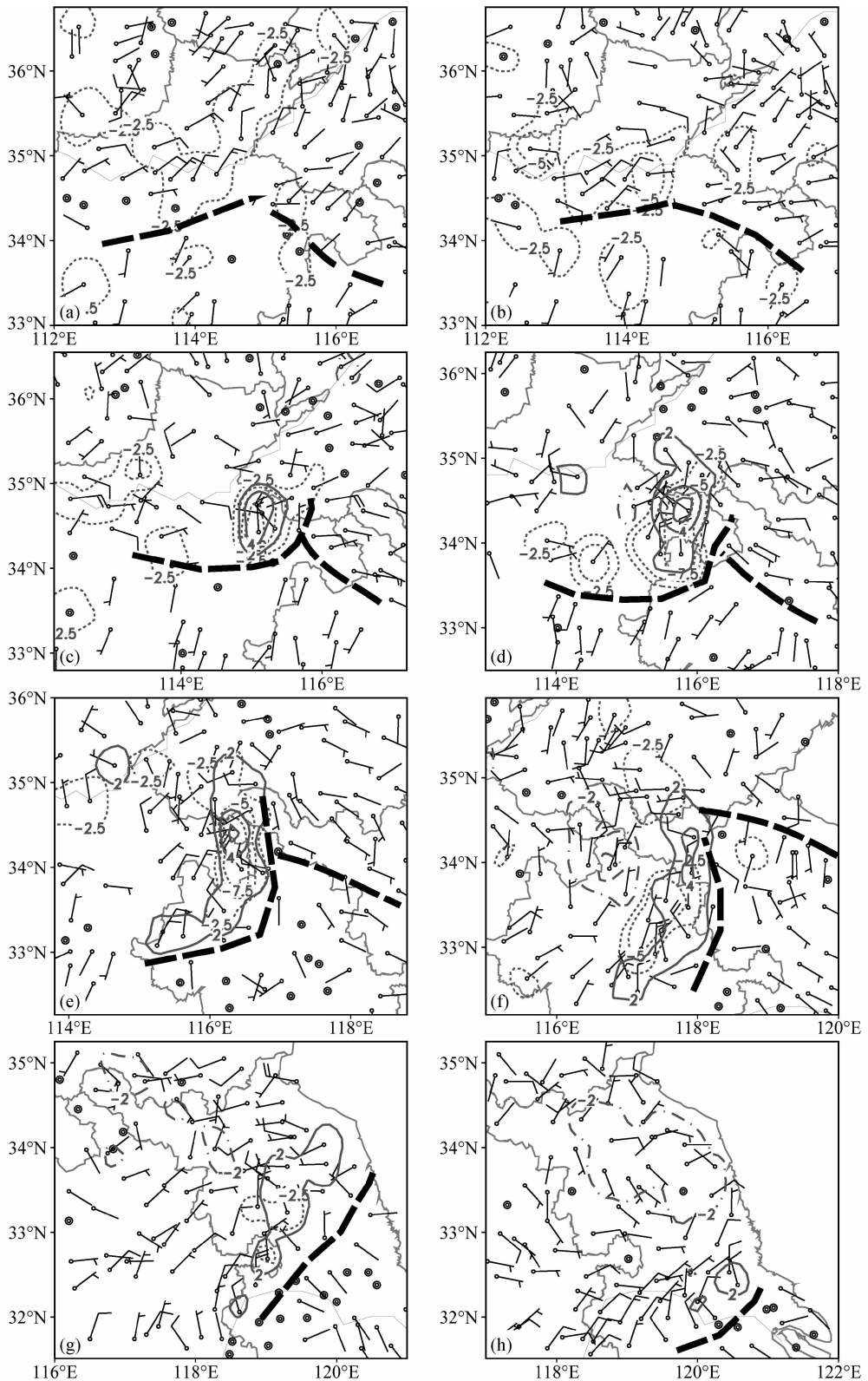


图 6 同图 5，但是虚线为等变温线（间隔：2.5℃）；实线（点虚线）为正（负）值等变压线（间隔：2 hPa）；粗虚线为地面切变线

Fig. 6 The same as Fig. 5, but for isobaric (solid lines; positive values, dash-dotted lines; negative values) with 2-hPa interval, isotherm (dotted lines) with 2.5°C interval. Bold dashed line is surface shear line

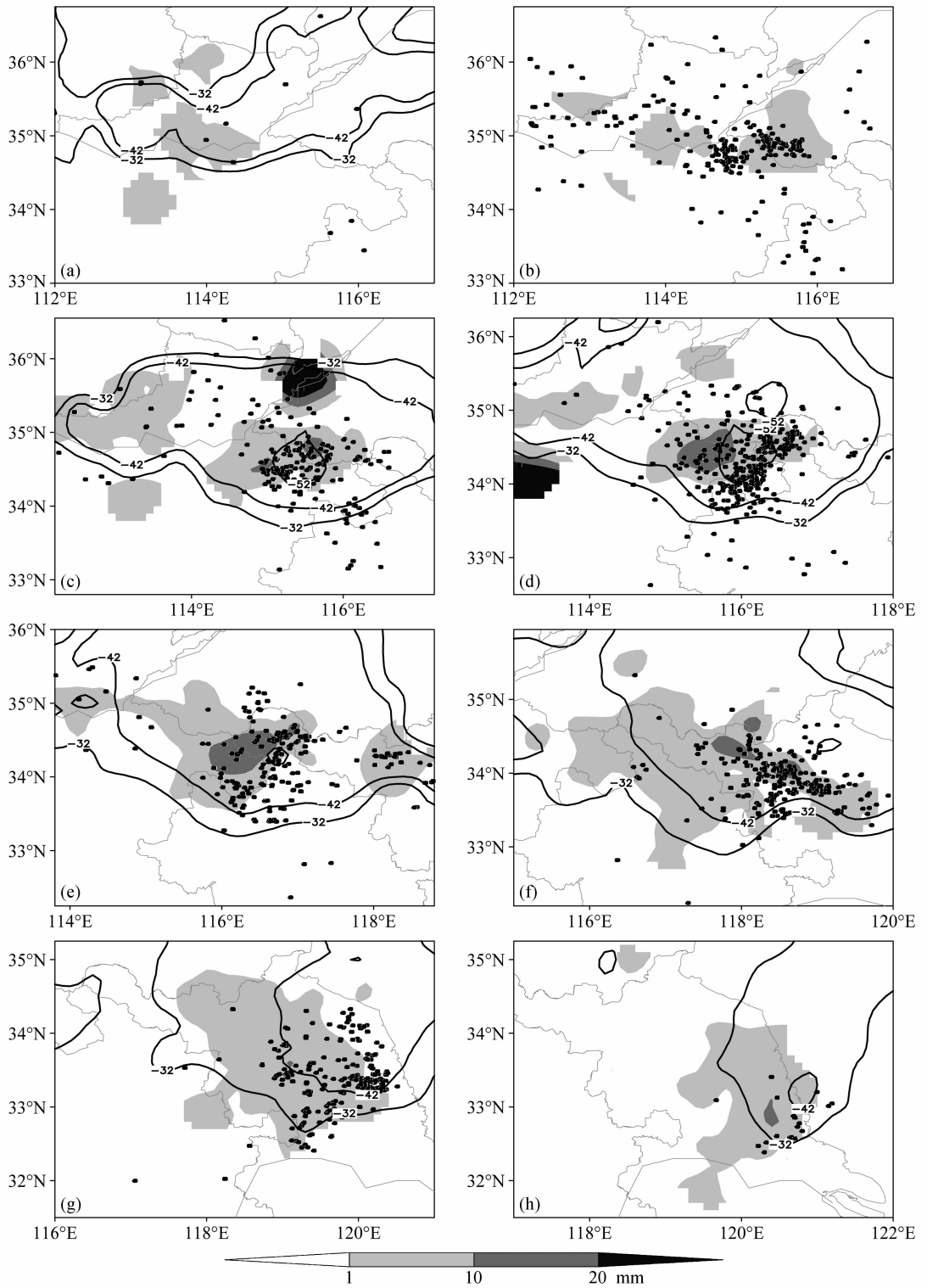


图7 同图5, 但为FY-2C卫星TBB(实线, 单位: $^{\circ}\text{C}$)、闪电分布(黑色圆点)和每小时降雨量(阴影, 单位: mm)

Fig. 7 The same as Fig. 5, but for TBB from FY-2C satellite (units: $^{\circ}\text{C}$, solid lines), location of lightning (black dots), hourly precipitation (shadings)

最强的降水中心仍在右侧的分支上(图7c)。

3日22时, 人字形回波的右半部分发展为经典

的弓形回波(图5d), 中间部分突出的方向和系统的移动方向一致。对流线的后部有反射率相对较小

的层状云区, 有很多对流线(飚线)伴随着层状云的发展(Zipser, 1977; Houze et al., 1990)。飚线后部的雷暴高压和低温中心比前一个时次有所加强, 高压中心(大于 1004 hPa)位于系统的右半支上, 但偏向于人字形回波的结合处, 最低气温小于 20℃(图 5d), 变温强度达到-7.5℃以上(图 6d), 雷暴高压和冷池中心基本重合。与前一个小时相比, 强的变压和变温的范围扩大了。地面辐散气流以雷暴高压为中心, 位于强回波后部的弱回波区, 即层状云系下为辐散气流, 其形成的原因可能是强烈发展的飚线会在这片区域产生较强的下沉气流, 部分测站出现了 10 m/s 以上的大风。此时, 对应强回波区的降雨强度达到了 15 mm/h 以上, 降雨明显增强(图 7d)。小于-42℃的 TBB 覆盖范围比雷达回波的范围要大得多, 其中反射率最大的人字形雷达回波对应的 TBB 值最低(对流云发展旺盛), 且是闪电最集中的地区, 并且这个区域闪电出现的次数也比上一个时次多。

3.2.3 成熟阶段(3 日 23~4 日 00 时)

3 日 23 时, 人字形回波的范围扩大, 它的左半支向东部发展了很多, 但是它对应的地面上仍然没有大风出现, 左半支对应了东南风和西南风之间的暖切变, 暖切变的辐合有利于左半支的增强。从地面的雷暴高压和降温的强度来看, 此时是系统发展最为强烈的阶段(图 5e)。雷暴高压的中心大于 1006 hPa(图 5e), 雷暴高压和冷池均仍位于右半支的强回波区后部(图 6e), 而 22 时它们位于强回波区。系统右半部分回波强度比上一个时次有所减弱, TBB 在-42℃以下的范围和雷暴发生的次数也减少(图 7e)。尽管如此, 由于回波 A 和回波 B 后部的较弱回波合并, 形成了大范围的层状云系, 下沉辐散气流范围也变大, 大风主要出现在人字形回波右半部分以及它后面的层状云下方。该时刻的最大降水达到了 15 mm/h(图 7e), 强降水区域正好对应了飚线后部的变压和变温区, 因此, 降水可能是引起这片区域强烈的变压和变温的原因之一。水滴在到达地面的过程中蒸发使空气块的温度降低。过去的研究还认为系统尾部中层吸入的干冷空气的下沉会加强对流区的下沉气流(Weisman, 1992; Wheatley et al., 2006), 干冷空气下沉到地面加速了水滴的蒸发, 降温更加明显。

4 日 00 时, 是人字形回波范围最大和最清晰的

阶段。虽然从强度上来看, 雷暴高压和冷池的强度与 3 日 23 时对比变化不大, 但是它们的范围向系统后部扩大了(图略)。层状云区域尾部的回波有所加强, 飚线和层状云之间的过渡区域更为明显。一些研究中给出了过渡区域的特点(Smull and Houze, 1985; Leary and Rappaport, 1987; Chong et al., 1987), 等变温线、等变压线的密集区位于这个过渡区域, 主要的大风区也集中在过渡区以及尾部的层状云对应的地面上, 风场以过渡区域对应的地面为中心, 向四周辐散, 表明此处的下沉气流很强(Biggerstaff and Houze, 1991)。

3.2.4 消亡阶段(4 日 01 时以后)

4 日 01 时, 层状云对应的回波反射率减弱了, 尽管仍然存在着等压线和等温线的闭合区域, 但气压和气温的梯度比上一个时次减弱了(图 5f)。此时, 人字形回波右半支后侧的雷暴高压和冷池仍然维持(图 6f), 但系统的后部出现了尾流低压(负变压区域)。尾流低压是由下沉逆温(Zipser, 1977; Johnson and Hamilton, 1988)和重力波的作用(Leary and Houze, 1979)形成的。人字形回波的右半部分出现了断裂, 系统开始减弱, 左半支由于地面切变线的消失也迅速减弱。TBB 小于-42℃的区域已经消失(图 7f)。4 日 03 时, 回波范围明显减小(图 5g), 尤其是右半部分减弱很快。正变压、负变温中心仍位于人字形回波右半部分的后部(图 6g), 但是范围和强度都明显减小, 大风仍处于正变压、负变温区域内, 降水和雷暴活动也明显减弱(图 7g)。4 日 05 时, 人字形回波已经消失(图 5h), 正变压、负变温区域也很小, 降水范围减小, 系统基本消亡(图 6h、图 7h)。

以上分析表明, 从反射率和雷暴的分布来看, 人字形系统的左右部分的强度相当, 但是人字形回波的左半部分没有大风的出现, 对应的气温、气压的强度及变化也不明显。大风出现在人字形回波右半部分回波的后部, 飚线前方的辐合有利于飚线的维持。系统成熟阶段地面存在雷暴高压、出流边界、尾流低压等系统。一些研究表明(Fujita, 1959; Weisman, 1992; Wheatley et al., 2006), 雷暴冷性高压主要是由降水的蒸发作用以及降水把高层冷空气带到地面上形成, 飚线后部层状云的中层冷空气的进入并且向强对流区底部的下沉, 对雷暴冷性高压的形成也有贡献。本次过程的大风出现在

右半分支的强回波区及后面的过渡区域内也表明了层状云对地面大风的形成有重要作用,而人字形回波的左半部分没有出现大风同样也证明了这一点。尾部入流也导致了人字形回波右半支的弓状回波的形成,并且因为强烈的入流导致了右半分支的中部移速较快,最后导致了飚线的断裂。

4 飚线的数值模拟

前面采用观测资料分析了飚线的发展过程和地面大风产生的可能机制,由于观测资料时间和空间分辨率的局限,不能深入分析飚线的结构和大风产生的机理,因此,下面将利用 WRF 模式对飚线进行模拟,然后采用高分辨的模拟结果揭示飚线的结构和大风产生的机制。

4.1 模式方案

模拟采用 WRF 模式,3 层嵌套,水平分辨率分别为 36 km、12 km、4 km,垂直方向有 28 层。长波辐射采用 RRTM 方案,短波辐射采用 Dudhia 方案,陆地选取 Noah 方案,边界层选取 Yonsei University 方案,36 km 和 12 km 的模拟区域采用 Kain-Fritsch 积云对流方案而不采用微物理方案,4 km 的模拟区域不采用积云对流参数化方案,只采用 Morrison double-moment 微物理方案。初始场是在 NCEP/FNL 再分析资料的分析基础上,利用 WRF 的 OBSGRID 模块将地面自动站观测资料分析到模式格点上作为初始场。模拟初始时间为 6 月 3 日 08 时,积分 24 小时。

4.2 模拟飚线的演变过程及结构分析

模拟结果在本次过程飚线发生的前期,6 月 3 日 13~19 时山西高原上面有雷达回波的维持(图略),位置比实况稍偏北。18 时在河南境内大约 35°N 地区,有明显的风场辐合区。这个辐合区在 19 时仍然维持,同时,这片区域也是 CAPE 的大值区(图略)。不稳定的层结结合风场辐合的作用,更有利于对流发展。模拟的人字形飚线系统的演变与实况基本一致(图 8),但是触发时间比实况晚了 1 小时,使模拟飚线的各个阶段均比实况晚了 1 小时,并且位置偏北 1°(纬度)左右。尽管模拟的飚线与实况都有差距,但是,较为准确地再现该系统的发生发展过程,因此,可以利用模拟结果对这次过程进行分析。

前面在观测资料分析中对系统发展的阶段已经

做了划分,由于模拟结果相对实况都晚了 1 小时,因此,模拟结果的阶段划分如下:形成阶段为 3 日 20~21 时;发展阶段为 3 日 22~23 时;成熟阶段为 4 日 00 时~4 日 01 时;消散阶段为 4 日 02 时以后。下面将分析模拟的飚线系统各阶段的特点,因飚线的移动速度大约为 15 m/s,剖面图中的水平速度都减去系统移速,有助于分析气流相对飚线系统的运动状况。

4.2.1 形成阶段(3 日 20~21 时)

3 日 20 时(图 8a),河南省中北部出现新的对流单体。不过比实况晚了 1 小时,它的位置与实况 3 日 19 时河南中北部的新触发的强对流位置基本一致(图 5a)。强对流的后部地面上有冷高压(图 9a)。雷暴高压的外围温度梯度较大,风场以雷暴高压为中心向外辐散,出现了 10 m/s 以上的大风。飚线的前方对应的是暖区及低压区域,飚线东南部的风场辐合表明飚线有可能会往东南方向移动发展。

4.2.2 发展阶段(3 日 22~23 时)

3 日 22~23 时(图 8b、c),对流比上一个阶段增强,在飚线最强雷达回波的后部出现了层状云区,飚线正处在发展阶段。大风主要出现在飚线的前沿,层状云区对应的地面风速尽管没有飚线前沿的风速大,但是有些地方也出现了 10 m/s 左右的风。22 时,在飚线的东北部,以(35°N, 115.5°E)附近为中心,出现了气旋式扰动,气旋式扰动的出现使线状回波的东段与主体分裂,并逐渐减弱,但气旋式环流的出现使南方的暖空气平流到气旋环流的中心(图 9b),气旋环流西北部的冷空气(由于降水粒子的蒸发而形成的冷池)与气旋中心的暖空气形成冷切变,气旋的东部则为偏南气流和偏东气流的暖切变。23 时对应于冷暖切变逐渐形成了人字形回波(图 9c)。图 10 为沿 AB 的垂直剖面图,图中的风场已减去系统的移动速度(约为 15 m/s),全风速矢量表示沿着剖面的风,而风速矢量的垂直分量则表示实际垂直方向风速的十倍。从剖面图(图 10a)上看,此时层状云区的下部没有明显的下沉气流,强对流中心的中上层有较强的上升气流,下层有弱的下沉运动,系统正处于发展阶段。

4.2.3 成熟阶段(4 日 00~01 时)

4 日 00~01 时(图 8d、e),回波出现明显的人字形,层状云的范围比较大,大范围的地面大风已经形成,这与实况(图 5e)基本一致。此时的人

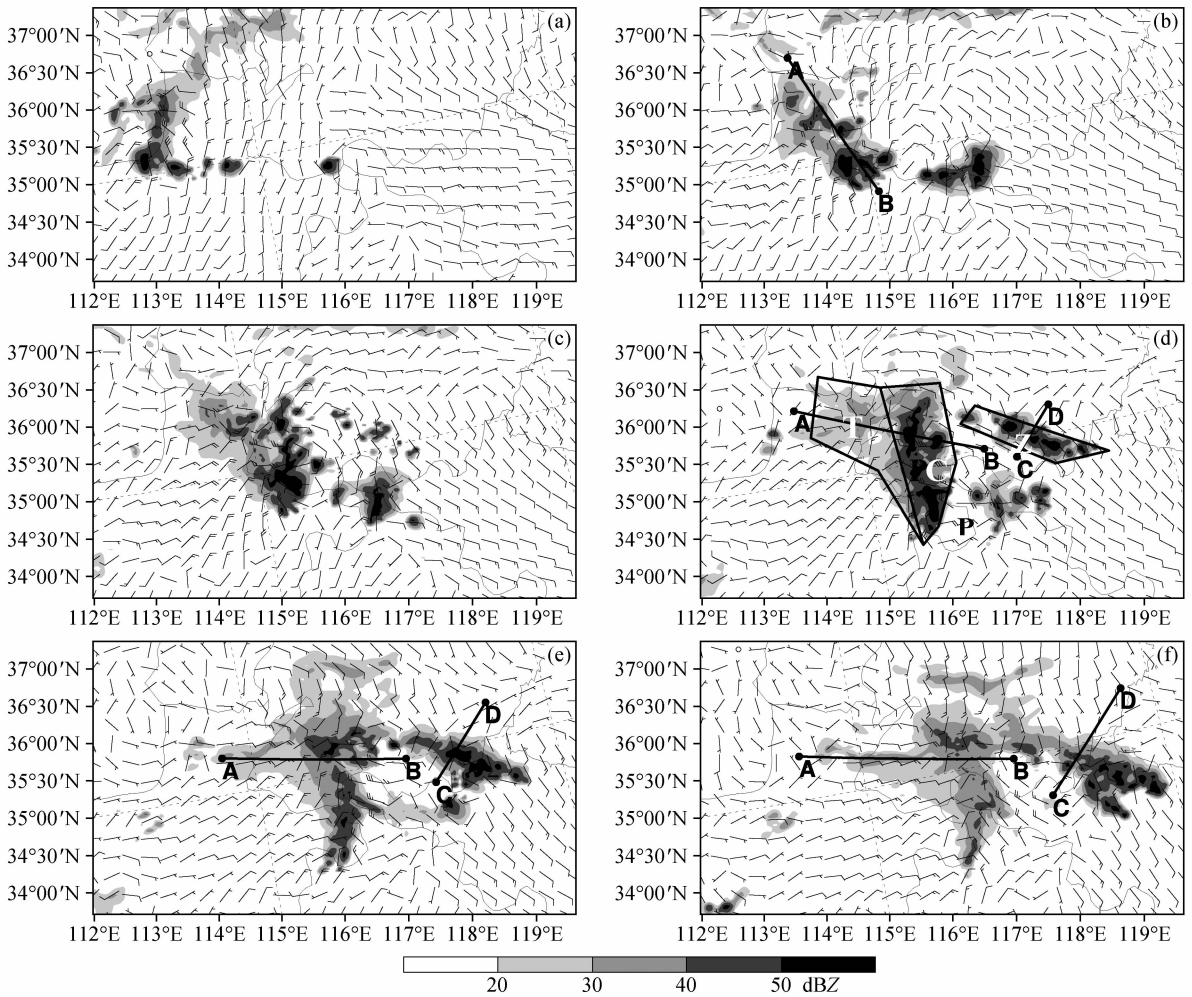


图 8 2009 年 6 月 3 日 20 时~4 日 02 时模拟的雷达回波组合反射率 (阴影) 和地面风场: (a) 3 日 20 时; (b) 3 日 22 时; (c) 3 日 23 时; (d) 4 日 00 时; (e) 4 日 01 时; (f) 4 日 02 时。AB、CD 线段为图 10、11 中的垂直剖面的位置, d 图中给出 T 区 (层状云区)、C 区 (对流区)、P 区 (强对流的前方区域)、Z 区 (左半支)

Fig. 8 Simulated radar reflectivity (shaded) and surface winds at (a) 2000 BJT, (b) 2200 BJT, (c) 2300 BJT on 3 Jun 2009, (d) 0000 BJT, (e) 0100 BJT, (f) 0200 BJT on 4 Jun 2009. Lines AB and CD indicate the positions of the cross sections in Figs. 10 and 11; the regions T (stratiform region), C (severe convective region), P (prior region of severe convection), Z (left branch of the system) are shown in (d)

字形回波可以分为右半支强对流区 (C) 和对应的层状云区 (T)、前方区域 (P 区), 以及左半支对流区 (Z 区) (图 8d)。从气压场来看, 4 日 00 时层状云下的尾流低压的范围达到最大 (图 9d), 这与 Fujita (1959) 的研究结果一致, 即尾流低压的出现意味着系统发展到了成熟阶段。在左右两个分支结合的部位, 对应了雷暴高压 (图 9d), 而冷池的范围和强度都明显增强, 这与前面的实况分析一致。从飚线系统的左半支对应的气压和温度场来看 (图 9d), 这里也有小范围的弱低温和高压区, 对应的地面上没有大风。

4 日 00 时, 从右半支的剖面图上看 (图 10b), 飚线的前部是反射率较大的强对流区, 其中上层对应有强烈的上升气流, 能达到 3 m/s 以上, 上升气流有利于雷暴的维持发展。对流区的 4 km 以下有较强的下沉气流, 它主要是由对流云的降水粒子的拖拽及水滴蒸发形成的负浮力造成。层状云区对应的对流层中层的尾部入流 (即西风) 是由于中层的气压梯度形成的 (Weisman, 1992, 1993; Grim et al., 2009)。层状云的中层入流到了靠近对流云的地方就与对流区的下沉气流连为一体, 然后分为向前部和向后部的两支气流, 下沉气流的最强中心在

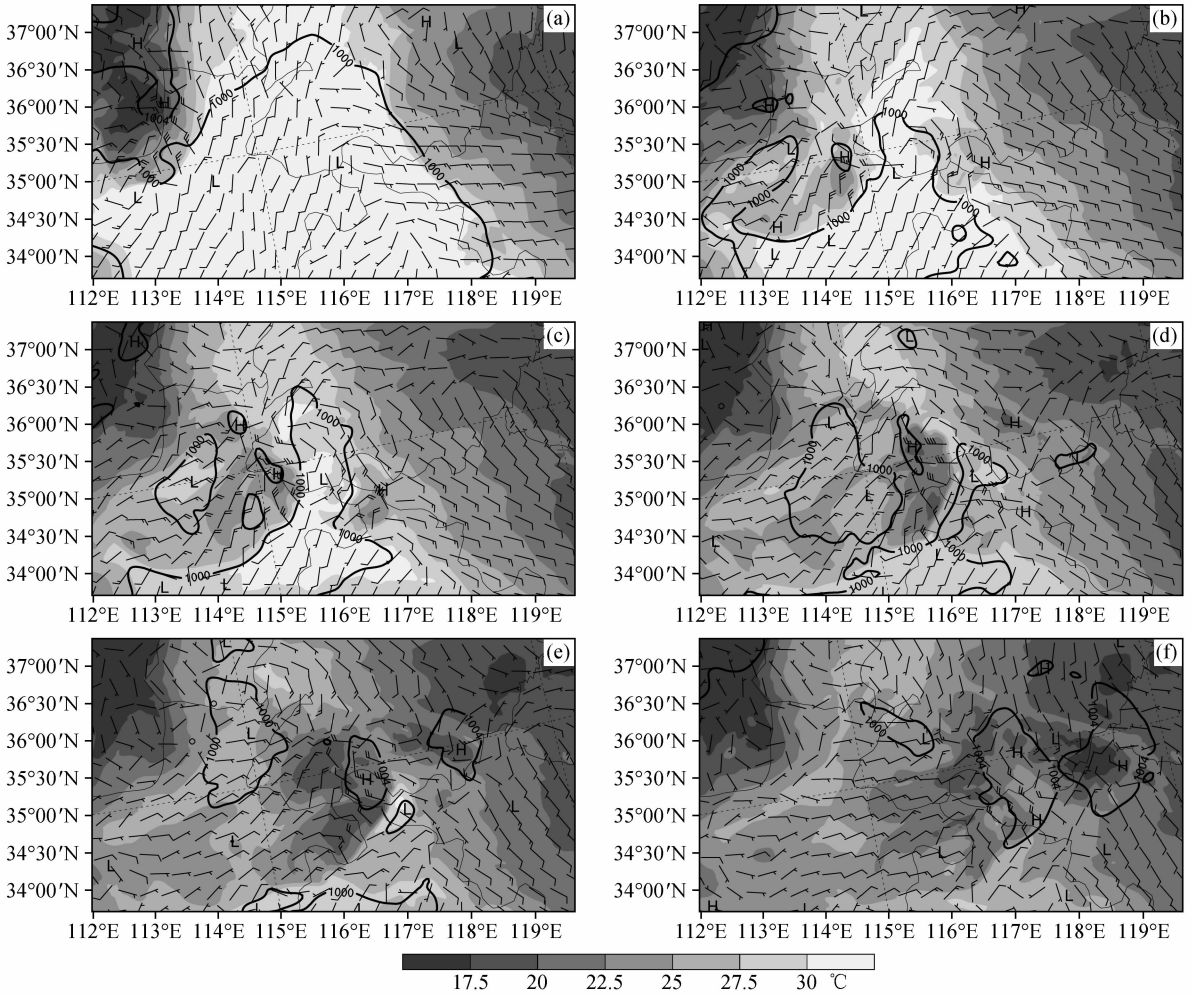


图9 2009年6月3日20时~4日02时地面温度(阴影)、气压(粗实线,间隔为4 hPa)和风向的模拟结果:(a)3日20时;(b)3日22时;(c)3日23时;(d)4日00时;(e)4日01时;(f)4日02时。H代表高压中心,L代表低压中心

Fig. 9 The simulated surface temperature (shadings), pressure (bold solid lines with 4-hPa interval), and wind at (a) 2000 BJT, (b) 2200 BJT, (c) 2300 BJT on 3 Jun, (d) 0000 BJT, (e) 0100 BJT, (f) 0200 BJT on 4 Jun in 2009. H (L): high (low) pressure center

2 km 的高度上,高度比以前的时刻要低,下沉速度最强达 1.5 m/s。同时,因为这个时刻的雷暴高压和冷池范围和强度都很明显(图 9d)。此时飊线前方的大风主要是由于对流云区的强烈下沉运动往前方辐散导致的,但是因为层状云的尾部入流也加强了对流区的下沉气流,所以层状云对大风也有间接加强的作用。

4 日 01 时地面大风的强度有所减弱,但人字形回波以及层状云还继续维持(图 8e)。雷暴高压对应的冷池在这个时刻比上一个时刻要更加明显,范围也扩大了,4 日 01 时飊线后部的尾流低压相对前部对流线的位置比 00 时更加偏向西北部(图 9e),这种配置与 Houze et al. (1990) 所提到的概念模型

一致,即系统由对称型发展到非对称型(尾流低压及层状云位于对流线中部的正后方为对称型,偏向西北部为非对称型)。表明系统发展到了最旺盛阶段。剖面图中的雷达反射率有所减弱(图 10c),对流中心的上升气流和层状云下部的下沉气流比 00 时也有所减弱。层状云区的尾部入流比上一个时刻增强,它在对流区的下部下沉,加强对流区的下沉气流,并一直延伸到飊线的前沿。左半支的剖面图显示(图 11a、b),4 日 00 时最大的下沉气流在 3 km,高于右半支下沉气流垂直速度大值中心(图 10b),4 日 01 时,虽然 5 km 以下出现了较强的下沉运动,但没有层状云区,中层的西风入流比右半支弱。Parker and Johnson (2000) 指出飊线不同组

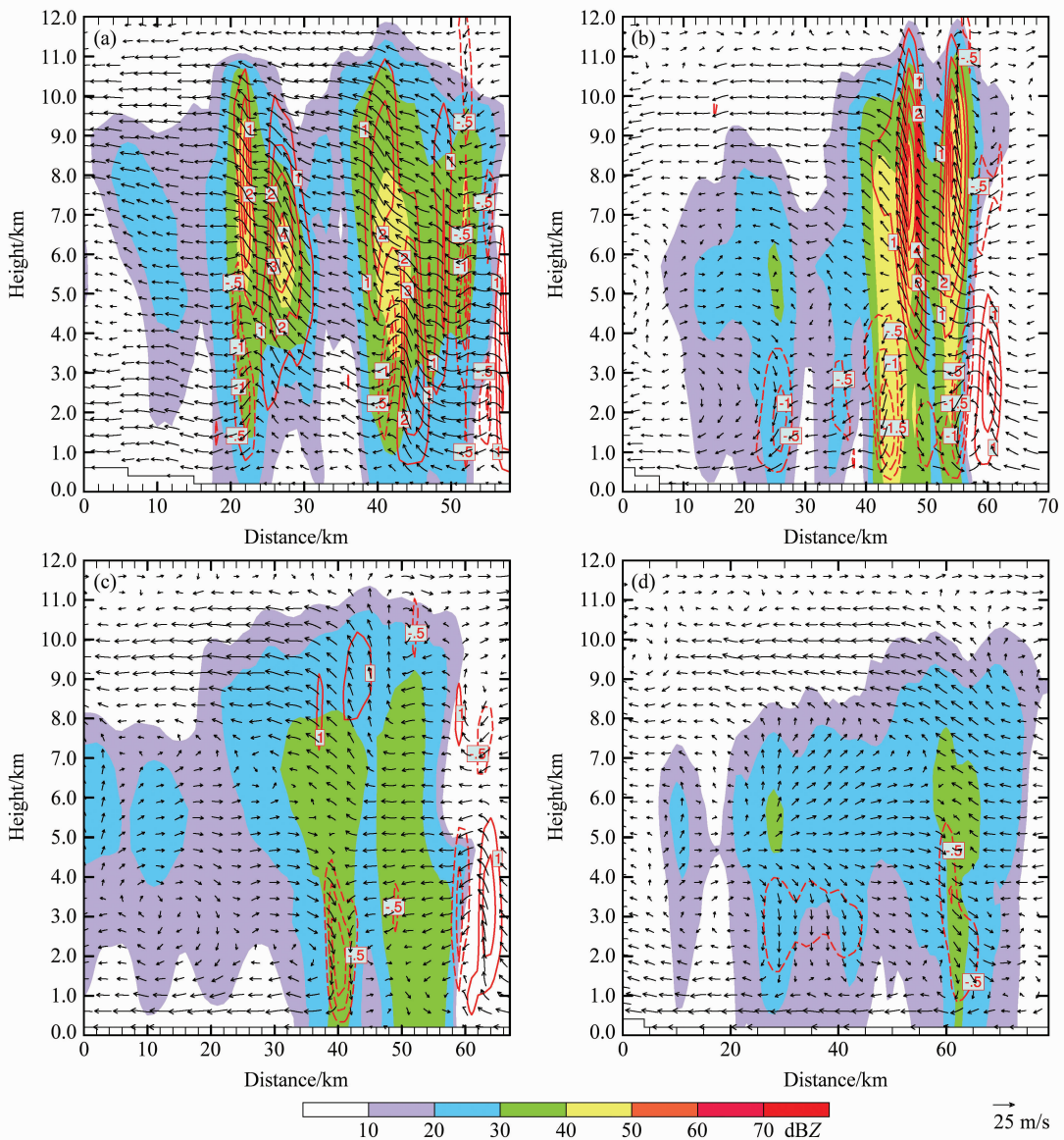


图 10 模拟的 2009 年 6 月 03 日 22 时~04 日 02 时沿着图 8 的 AB 位置的雷达回波反射率 (阴影)、系统相对风场和垂直速度 (红色等值线, 单位: m/s, 实线为正值, 虚线为负值) 的垂直剖面图; (a) 3 日 22 时; (b) 4 日 00 时; (c) 4 日 01 时; (d) 4 日 02 时

Fig. 10 Cross sections along AB in Fig. 8 for simulated radar reflectivity (shadings), system-relative winds, and vertical velocity (red lines, units; m/s, solid line: positive, dashed line: negative) at (a) 2200 BJT on 3 Jun, (b) 0000 BJT, (c) 0100 BJT, (d) 0200 BJT on 4 Jun in 2009

织类型与环境气流的切变有关, 该个例的右半支系统 (类似 Trailing Squall line) 与整个系统的移动方向垂直, 而左半支系统 (类似 Parallel Squall line) 几乎与系统移动速度平行, 这样的结果使右半支系统的人流形成了倾斜上升和下沉气流, 形成了后部的层状云和雷暴高压和冷池。由于左半支系统没有后部层状云入流下沉, 这可能是左半支对应的地面上没有出现地面大风的主要原因。

4. 2. 4 消散阶段 (4 日 02 时及以后)

4 日 02 时 (图 8f), 人字形回波右半支的回波强度减弱了很多, 层状云区的范围也明显减弱, 相对应的地面风速也减小了, 系统开始减弱。右半支回波对应的地面雷暴高压范围扩大了, 但是冷池却减弱了, 尾流低压范围较小 (图 9f), 左半支的对流强度也减弱。从剖面图看, 右半支强对流中心衰减了很多 (图 10d), 此时系统的中下层虽然仍然有西

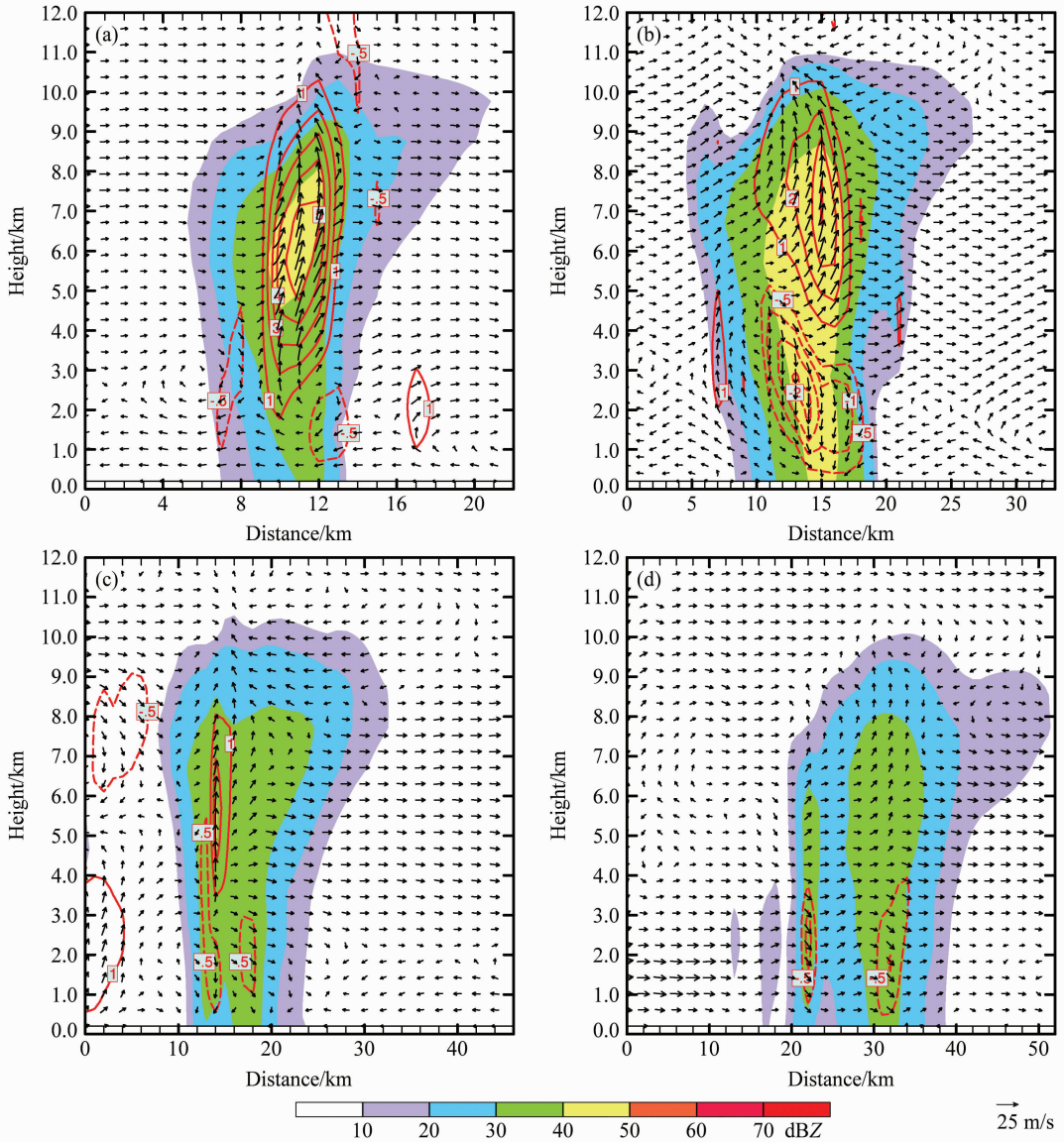


图 11 同图 10, 但为 2009 年 6 月 04 日 00 时~03 时沿着图 8 的 CD 位置的垂直剖面图: (a) 4 日 00 时; (b) 4 日 01 时; (c) 4 日 02 时; (d) 4 日 03 时 (CD 位置同 4 日 02 时)

Fig. 11 The same as Fig. 10, but for the cross sections along CD in Fig. 8 at (a) 0000 BJT, (b) 0100 BJT, (c) 0200 BJT, (d) 0300 BJT (CD location is the same as that at 0200 BJT) on 4 Jun 2009

风气流和下沉气流, 但下沉气流的强度明显减弱。左半支的对流层中上层的上升运动基本消失, 只在低层有弱的下沉运动 (图 11d)。

4.3 飊线成熟阶段的三维结构分析

根据对成熟阶段飊线系统的区域划分 (图 8d), 下面分析这些区域所对应的各个高度上的雷达回波反射率 (图略), 垂直速度, 水平速度的散度特征以揭示成熟期飊线的结构特征。

250 m 高度上 (图 12a、图 13a), P 区有比较强的辐合和较弱的上升气流 (<1 m/s)。水平风场为

东风为主, 即与飊线的移动方向相反, 为相对飊线的入流, 这种入流与飊线内部的出流形成辐合区域, 加强上升运动, 有利于飊线的发展。飊线的强对流区域 C 区, 水平风速非常大, 较大的风速集中在飊线的中部及前沿区域, 达到 20 m/s 以上。飊线的中部在大风的影响下移动速度较快, 形成了弓状回波。此外, 飊线的北部有气旋式的环流, 这个环流一直延伸到 1 km 的高度 (图 12b), 该气旋环流在很多飊线例子中都有发现 (Fujita, 1978; Atkins and Laurent, 2009)。气旋式环流的南端往往

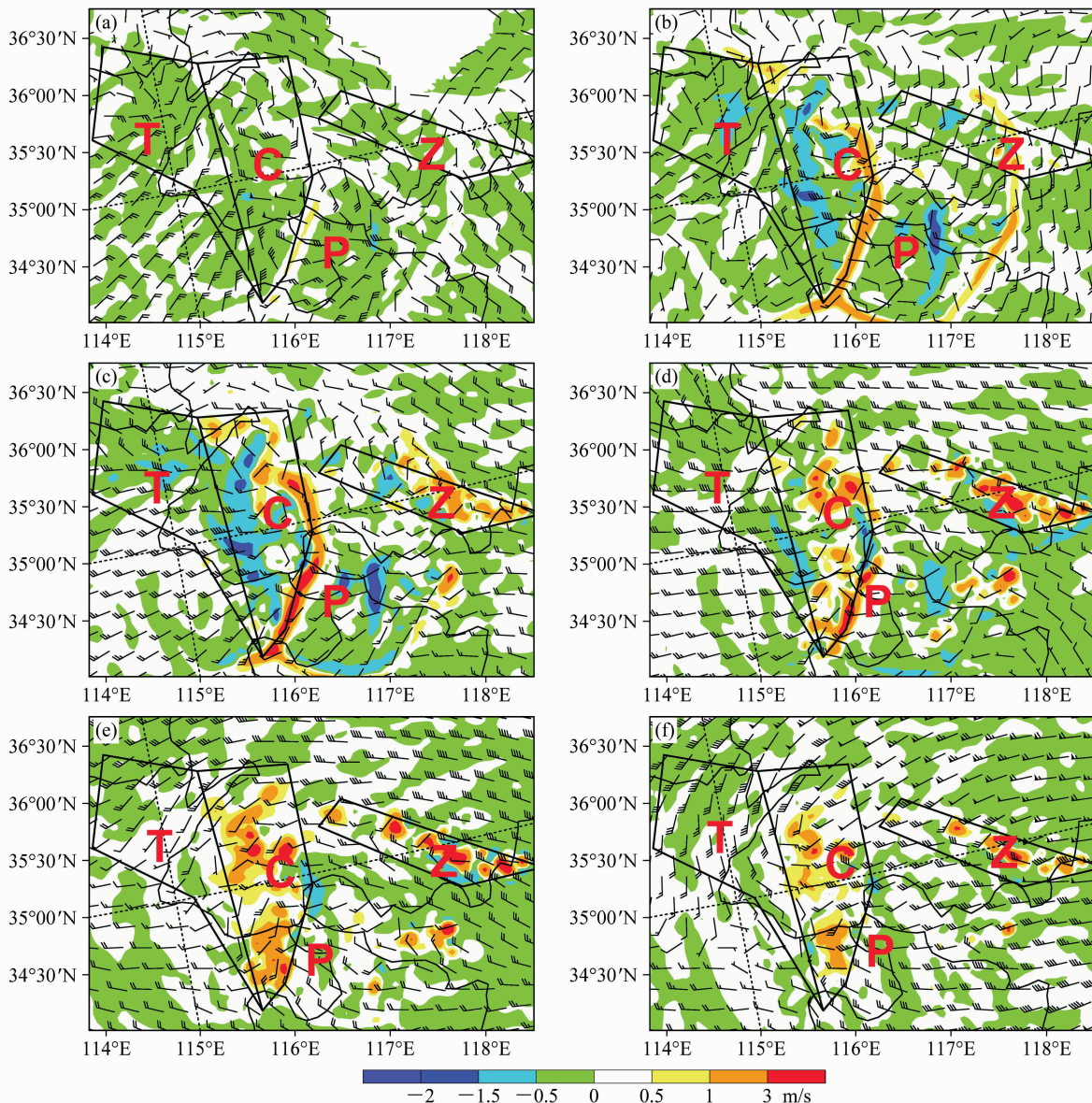


图 12 2009 年 6 月 04 日 00 BJT 不同高度上垂直速度 (阴影) 和水平风场的模拟结果: (a) 250 m; (b) 1 km; (c) 3 km; (d) 5 km; (e) 8 km; (f) 10 km. 区域 P、C、T 和 Z 代表的意义同图 8d

Fig. 12 Simulated vertical velocity (shadings) and horizontal wind at 0000 BJT 4 Jun 2009 at the heights of (a) 250 m, (b) 1 km, (c) 3 km, (d) 5 km, (e) 8 km, (f) 10 km. The regions P, C, T, and Z are the same as those in Fig. 8d

还存在着较强的尾部入流, 可加强这个区域的大风 (Atkins et al., 2005). 强对流 C 区内以弱下沉气流为主 ($< 0.5 \text{ m/s}$), 大部分地区为辐散区域, 个别辐散中心的散度较大 ($> 20 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$). 层状云区 (T 区) 的下部主要为小于 0.5 m/s 下沉的辐散气流. Z 区以下沉气流为主, 强度与 T、C 区差不多. 这个区域以辐散为主, 但是散度没有 C 区的部分区域大, 水平风速比较小. 在 1 km 的高度上 (图 12b, 13b), P 区的垂直速度比近地面的增大,

上升速度为 $1 \sim 3 \text{ m/s}$, 这里同时也是辐合相对较强的区域. C 区以下沉气流为主, 且比近地面 (250 m) 的下沉气流有所增强, 且强中心达到 1.5 m/s 以上, 水平风场为辐散气流. T 区为辐散下沉气流 (散度 $< 10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), 且比 250 m 高度上对应的下沉气流稍强. Z 区为弱的下沉气流为主, 辐散和辐合区域同时存在.

3 km 的高度 (图 12c、图 13c), P 区的垂直运动比在 1 km 的高度增强了 ($> 3 \text{ m/s}$), 辐合已经

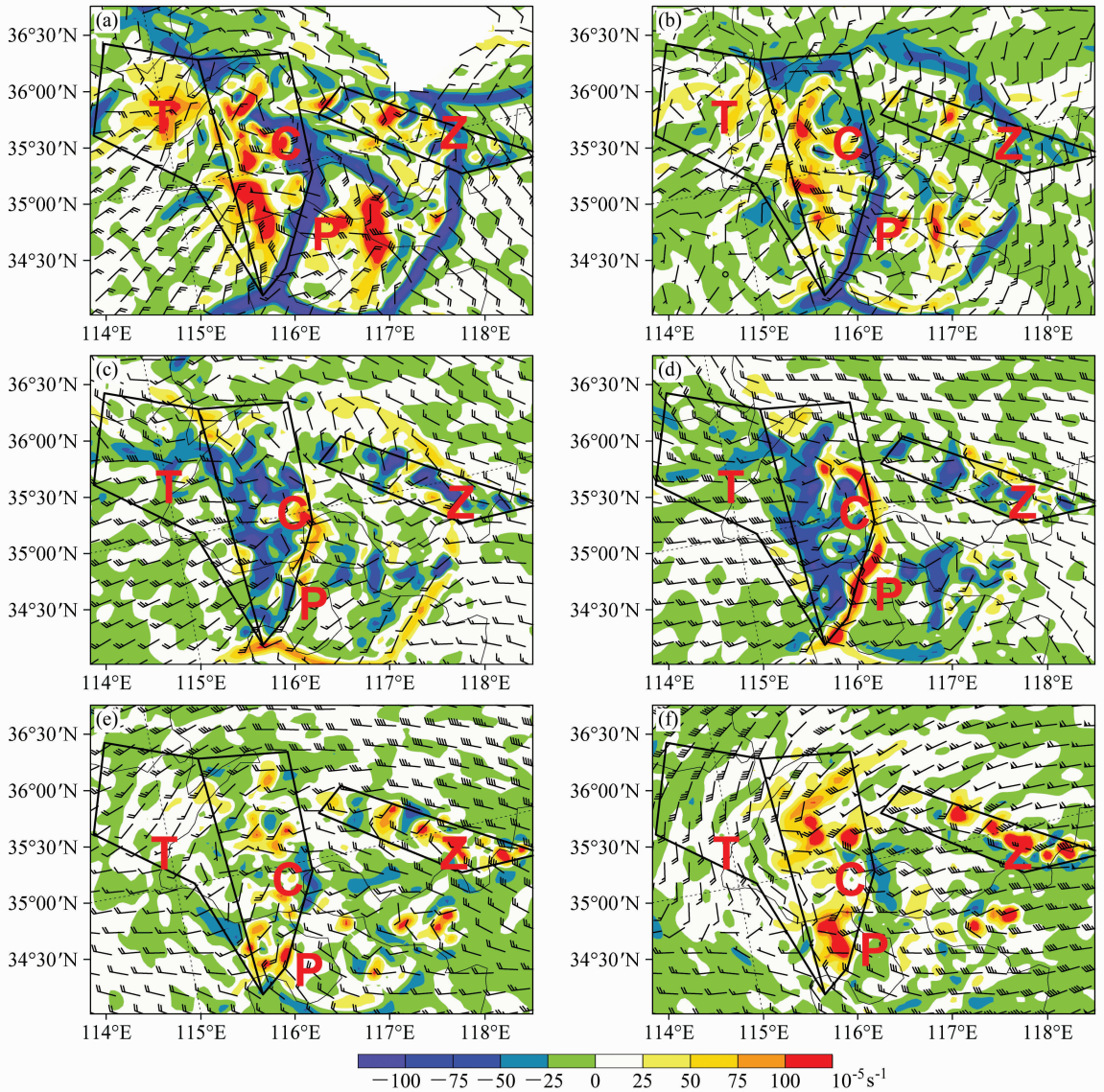


图 13 同图 12, 但为散度(阴影, 单位: 10^{-5} s^{-1})和风场

Fig. 13 The same as Fig. 12, but for divergence (shadings) and horizontal wind

转为弱辐散 ($<10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), 即 P 区由较低层次的辐合气流占主导转变成辐散气流占主导。C 区仍以下沉运动为主, 不过在北边出现了上升运动区, 与 1 km 的高度不同, 大部分区域为辐合区。T 区以弱的下沉气流为主 ($<1 \text{ m/s}$), 辐合较弱 (绝对值 $<10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)。Z 区的垂直运动比低层明显增强了, 个别区域的垂直速度为 $1 \sim 3 \text{ m/s}$ 。Z 区由低层的辐散转变为较强的辐合, 其量级与这个高度上的 C 区相当。从垂直速度、辐散、辐合场中可以看出, 这个高度上爬线的 Z 区与 C 区的发展强度相当。5 km 的高度 (图 12d、图 13d), P 区以上升运动为主, 辐散气流与其他的高度相比, 达到了最大

值 ($>10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), 上升运动也比较强。C 区的上升运动和下沉运动同时存在, 不过以上升运动为主, 还出现了大于 3 m/s 的中心, 辐合气流在这片地区占主导。T 区的下沉气流比低层小 ($<0.5 \text{ m/s}$), 以弱的辐合为主。Z 区的上升运动仍然较为强烈 ($>1 \text{ m/s}$) 并且为弱的辐合, 以上分析说明这次飊线过程大风与 C 区和 T 区相关。

对流层高层 (图 12e、图 13e), 8 km 的高度上, P 区无明显的上升下沉气流, C 区主要为上升气流, 水平的辐合和辐散气流都较弱, T 区由 5 km 高度上的弱下沉气流转变为弱上升气流 ($<0.5 \text{ m/s}$), 以辐散为主。Z 区的强对流单体对应了强烈的

上升运动, 部分地方垂直运动大于 3 m/s , 对应了弱的辐散区 ($< 10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)。10 km 的高度上 (图 12f、图 13f), C 区为上升气流为主, 但是强度比 8 km 的高度要弱, 大部分为弱的辐散区域。T 区上升气流和下沉气流, 辐散和辐合都比较弱。Z 区的强对流中心还是对应了较强的上升运动, 个别区域的辐散大于 $20 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。

5 飊线成熟阶段概念模型

根据以上对观测资料和数值模拟结果的分析, 可以归纳出此次飊线过程的概念模型 (图 14)。此次飊线过程为人字形回波, 人字形回波的形成与初期线状回波后部的气旋扰动的冷暖切变有关, 右侧和左侧两支回波分别形成于低层的冷暖切变上, 人字形回波的右半支与 Houze et al. (1989) 所提出的概念模型相似。系统成熟阶段地面存在雷暴高压、冷池、出流边界、尾流低压等系统, 大风出现在人字形回波的右半支 (图 14a)。层状云区的高层为较弱的上升气流, 为弱辐散, 这里的弱上升气流使飊线前方的人流往系统的尾部爬升, 穿过对流区域并在层状云区域转变为风的水平分量比较大的弱上升气流 (图 14b)。

飊线的前方在各高度上均为上升气流, 低层 ($< 1 \text{ km}$) 为辐合气流, 中高层 (3~10 km) 为辐散气流, 这种配置有利于在飊线的前方触发新的对流, 即飊线更容易往前传播。在飊线的强对流区域, 低层 ($< 1 \text{ km}$) 为下沉的辐散气流, 是造成灾害性大风的下沉气流之一。飊线强对流区低层为下沉气流, 在 3~10 km 的高度由低层的下沉气流转变为上升的气流, 水平散度在中层 (3~5 km) 为较弱的辐合 (图 14b), 而在高层 ($> 8 \text{ km}$) 为较弱的辐散。在强对流区的后部为层状云, 层状云对应的中层 (5 km) 有相对飊线的尾部入流 (图 14a), 这股入流在中层以下均为下沉气流, 但在 1~3 km 的高度上下沉气流较其他高度强。从辐散场来看, 风场在中层辐合, 在 1 km 以下的低层辐散, 这种层状云对应的尾部入流、下沉气流也有助于加强强对流区域低层的下沉气流。

前人对人字形飊线系统的左半支的结构特征研究比较少, 本文也只初步分析了它的特征 (图 14a、c)。与右半支的弓形回波相比, 强对流区的雷达回波强度与右半支相当, 也出现了明显的雷暴天气,

强烈的上升运动主要集中在这个分支的中高层 (3~10 km), 而且气流以辐散为主, 但是这个分支对应的地面上没有出现大风, 强对流区的后部也没有出现层状云以及地面的雷暴高压和冷池等。低层只出现了较弱的下沉辐散气流, 比右半支的系统总体上偏弱。总体来看, 人字形飊线系统的右半支系统气流的倾斜性比左半支强, 这种气流的倾斜性有利于层状云的维持和下沉气流的加强。没有层状云和中层入流也是本次过程左半支上没有出现地面大风的可能原因。Fujita (1978) 指出地面大风是弓状回波后部的中层入流下降到地面形成的, Wheatley et al. (2006) 通过雷达和地面观测确认了后部的中层入流与地面大风的关系。本文对此次人字形飊线过程的研究也证明了层状云的中层入流有助于地面大风的形成。

6 结论

本文对 2009 年 6 月 3~4 日影响河南及其附近地区的一次产生地面大风的人字形强飊线过程进行了观测资料分析和数值模拟研究。分析表明, 人字形回波系统的右半分支特征与传统意义上的飊线系统类似, 在系统成熟阶段地面存在明显的雷暴高压、冷池、出流边界、尾流低压等典型的特征。人字形回波的左半分支对应的地面风速与右半分支相比较弱, 这个分支无明显的雷暴高压及冷池区域, 后部没有大范围的层状云。灾害性大风的产生主要由这个人字形系统的右半分支飊线造成的。

WRF 模式能够再现人字形回波系统的触发及演变过程, 因此可以用来分析飊线的结构和大风形成的机制。利用高分辨率的模式资料, 分析了飊线的结构特征和地面大风产生的原因。飊线的发展阶段和成熟阶段对流区的下沉气流比较强烈, 同时尾部入流也加强了下沉气流, 可能是导致这次过程形成地面大风的重要原因。灾害性大风的产生是由这个人字形系统的右半分支飊线造成的, 后部层状云和尾部入流的存在对形成地面大风有贡献。而左半支的下沉气流大值中心比较高, 层状云与右半支相比并不明显, 这可能也是它没有产生地面大风的原因。

综合观测资料和模拟结果给出了成熟阶段的飊线的特征并总结出概念模型。地面扰动气旋的冷暖切变的作用导致系统由线状飊线转变为人字形系

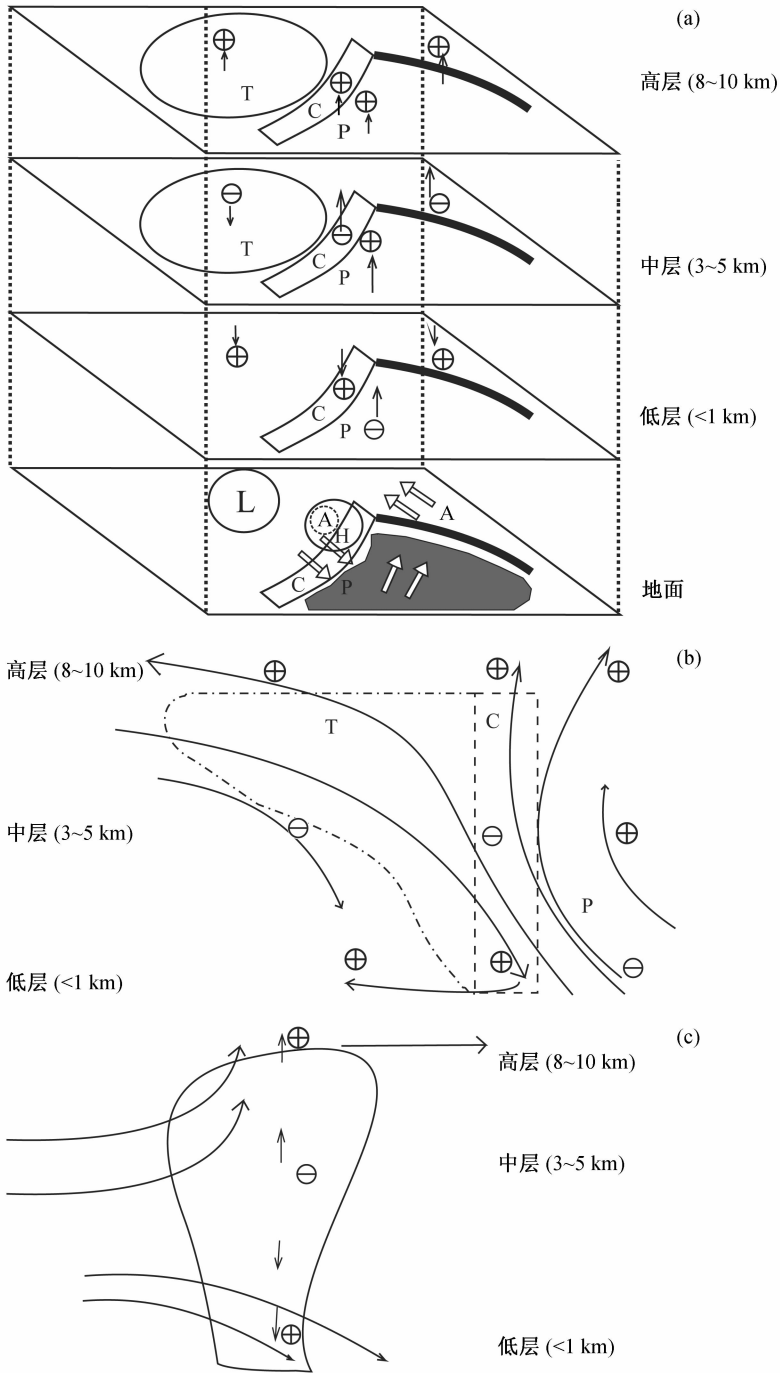


图 14 飚线系统的概念模型图：(a) 各层的回波、散度及垂直速度分布（地面的阴影：暖区；A：冷区；H：雷暴高压；L：尾流低压；空心箭头：水平风速）；垂直 (b) 右半支、(c) 左半支的剖面。黑箭头：垂直速度； \oplus ：辐散； \ominus ：辐合；T、P、C 的意义同图 8d
Fig. 14 The conceptual model of squall line: (a) Distribution of radar echo, divergence, and vertical velocity in different layers (shadow: warm area; A: cold area; H: thunderstorm high; L: wake depression; hollow arrow: horizontal wind); (b) the cross section of right branch of squall line; (c) the cross section of left branch of squall line. The black arrow is vertical velocity; \oplus and \ominus are divergence and convergence, respectively; regions P, C, and T are the same as those in Fig. 8d

统，在冷切变上形成了有层状云的飚线（右半分支），该系统有从飚线前部向后的入流和中层从后

面到前部的尾部入流，以及前部的低层入流到高层出流，气流倾斜较强，在成熟期地面有清楚的雷暴

高压、冷池、尾流低压等。而在暖切变上形成了无层状云的左半分支, 没有后部入流, 且上升和下沉气流基本垂直。

本文通过观测资料和模拟结果的分析, 给出了人字形回波的基本特征和地面大风形成的可能机制, 但还有一些问题有待深入研究, (1) 由线状回波演变到人字形回波的过程中, 气旋式扰动的冷暖切变起了重要作用, 但为什么此次过程中的线状对流 (bow echo) 在气旋式扰动形成后没有像 Fujita (1978) 总结的经典模型一样, 发展成逗点回波 (comma echo)? (2) 环境风场的切变对对流的组织形势的具体影响是什么? (3) 层状云和后部的中层入流对地面大风形成的贡献有多大?

参考文献 (References)

- Atkins N T, Bouchard C S, Przybylinski R W, et al. 2005. Damaging surface wind mechanisms within the 10 June 2003 Saint Louis bow echo during BAMEX [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 133: 2275–2296.
- Atkins N T, Laurent M S. 2009. Bow echo mesovortices. Part II: Their genesis [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 137: 1514–1532.
- Biggerstaff M I, Houze R A Jr. 1991. Midlevel vorticity structure of the 10–11 June 1985 squall line [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 119: 3066–3079.
- Blanchard D O. 1990. Mesoscale convective patterns of the southern high plains [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 71: 994–1005.
- Bluestein H B, Jain M H. 1985. Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring [J]. *J. Atmos. Sci.*, 42: 1711–1732.
- Chong M, Amayenc P, Sialom G, et al. 1987. A tropical squall line observed during the COPT 81 experiment in West Africa. Part 1: Kinematic structure inferred from dual-Doppler radar data [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 115: 670–694.
- 丁一汇, 李鸿洲, 章名立, 等. 1982. 我国飊线发生条件的研究 [J]. *大气科学*, 6 (1): 18–27. Ding Yihui, Li Hongzhou, Zhang Mingli, et al. 1982. A study on the genesis conditions of squall-line in China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese)*, 6 (1): 18–27.
- Fortune M A, Cotton W R, McAnelly R L. 1992. Frontal-wave-like evolution in some mesoscale convective complexes [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 120: 1279–1300.
- Fujita T T. 1959. Precipitation and cold air production in mesoscale thunderstorm systems [J]. *J. Meteor.*, 16: 454–466.
- Fujita T T. 1978. Manual of downburst identification for project Nimrod [R]. Satellite and Mesometeorology Research Paper No. 156. Dept. of Geophysical Sciences, University of Chicago, 104 pp.
- Grim J A, Robert R M, Mcfarquhar G M, et al. 2009. Development and forcing of the rear inflow jet in a rapidly developing and decaying squall line during BAMEX [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 137: 1206–1229.
- Houze R A Jr, Biggerstaff M I, Rutledge S A, et al. 1989. Interpretation of Doppler weather radar displays of midlatitude mesoscale convective systems [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 70 (6): 608–619.
- Houze R A Jr, Smull B F, Dodge P. 1990. Mesoscale organization of springtime rainstorms in Oklahoma [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 118: 613–654.
- Johnson R H, Aves S L, Ciesielski P E, et al. 2005. Organization of oceanic convection during the onset of the 1998 East Asian summer monsoon [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 133 (1): 131–148.
- Johnson R H, Hamilton P J. 1988. The relationship of surface pressure features to the precipitation and airflow structure of an intense midlatitude squall line [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 116: 1444–1473.
- Leary C A, Houze R A Jr. 1979. The structure and evolution of convection in a tropical cloud cluster [J]. *J. Atmos. Sci.*, 36 (3): 437–457.
- Leary C A, Rappaport E N. 1987. The life cycle and internal structure of a mesoscale convective complex [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 115: 1503–1527.
- 李鸿洲. 1988. 区域地面天气图上华北飊线的特征及其临近预报 [J]. *大气科学*, 12 (1): 42–48. Li Hongzhou. 1988. The characteristics of squall line in North China on hourly surface charts and its nowcasting [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese)*, 12 (1): 42–48.
- Parker M D, Johnson R H. 2000. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 128 (10): 3413–3436.
- Rasmussen E N, Rutledge S A. 1993. Evolution of quasi-two-dimensional squall lines. Part I: Kinematic and reflectivity structure [J]. *J. Atmos. Sci.*, 50 (16): 2584–2606.
- Rotunno R, Klemp J B, Weisman M L. 1988. A theory for strong, long-lived squall lines [J]. *J. Atmos. Sci.*, 45 (3): 463–485.
- Rutledge S A, Houze R A, Biggerstaff M I, et al. 1988. The Oklahoma Kansas mesoscale convective system of 10–11 June 1985: Precipitation structure and single-Doppler radar analysis [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 116: 1409–1430.
- Schumacher R S, Johnson R H. 2005. Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 133 (4): 961–976.
- Smull B F, Houze R A. 1985. A midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain: radar and satellite observations [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 113: 117–133.
- 孙虎林, 罗亚丽, 张人禾, 等. 2011. 2009 年 6 月 3~4 日黄淮地区强飊线成熟阶段特征分析 [J]. *大气科学*, 35 (1): 105–120. Sun Hulin, Luo Yali, Zhang Renhe, et al. 2011. Analysis on the

- mature-stage features of the severe squall line occurring over the Yellow River and Huaihe River basins during 3–4 June 2009 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 35 (1): 105–120.
- Trapp R J, Weisman M L. 2003. Low-level mesovortices within squall lines and bow echoes. Part II: Their genesis and implications [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 131: 2804–2823.
- Wakimoto R M, Murphey H V, Davis C A, et al. 2006a. High winds generated by bow echoes. Part II: The relationship between the mesovortices and damaging straight-line winds [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 134: 2813–2829.
- Wakimoto R M, Murphey H V, Nester A, et al. 2006b. High winds generated by bow echoes. Part I: Overview of the Omaha bow echo 5 July 2003 storm during BAMEX [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 134: 2793–2812.
- Weisman M L. 1992. The role of convectively generated rear-inflow jets in the evolution of long-lived mesoconvective systems [J]. *J. Atmos. Sci.*, 49: 1826–1847.
- Weisman M L. 1993. The genesis of severe, long-lived bow echoes [J]. *J. Atmos. Sci.*, 50: 645–670.
- Weisman M L, Rotunno R. 2004. “A theory for strong long-lived squall lines” revisited [J]. *J. Atmos. Sci.*, 61 (4): 361–382.
- Wheatley D M, Trapp R J, Atkins N T. 2006. Radar and damage analysis of severe bow echoes observed during BAMEX [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 134: 791–806.
- 翟国庆, 俞樟孝. 1992. 强对流天气发生前期地面风场特征 [J]. *大气科学*, 16 (5): 522–529. Zhai Guoqing, Yu Zhangxiao. 1992. The surface characteristics of wind field prior to the occurrence of severe convection weather [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese)*, 16 (5): 522–529.
- Zipser E J. 1977. Mesoscale and convective scale downdrafts as distinct components of squall-line structure [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 105: 1568–1589.