

## 摘要

本文对2009年6月3日发生在商丘的一次强飚线过程进行了研究,首先利用NCEP/NCAR全球客观分析资料、商丘站的多普勒雷达和卫星云顶温度TBB资料首先分析了此次天气出现的天气学背景和商丘飚线的特征。结果表明此次强对流天气发生时高低空配置十分有利,深厚的低涡系统一直在我国东北部维持,冷涡后部横槽引导高层冷空气南下,低层存在近似东西向的切边线,为此次天气过程提供了优越的动力条件,有利于对流层低层暖湿空气的抬升和中层干冷空气的注入,干湿空气间强的风垂直切变是此次对流爆发的又一个重要触发机制,强冷空气到达地面强迫暖湿空气抬升,致使对流层中低层出现强风垂直切变,强风垂直切变对强对流的发生和发展起到了非常重要的作用。上层干冷、下层暖湿的位势不稳定层结是此次强对流爆发的另一个必不可少的触发条件,上层干冷、下层暖湿的位势不稳定层结可以使对流层中低层出现明显的逆温层,有利于不稳定能量积累,此次天气过程产生的对流不稳定能量大,形成的上升气流深厚。

多普勒天气雷达是中小尺度灾害性天气的主要监测工具之一,利用其数据有效地识别强对流天气系统,并随时发布警报有着重要意义,利用多普勒雷达开展强对流天气的自动识别跟踪与预报的研究,提高预报天气的能力是很有必要的。利用商丘新一代天气雷达资料(CINRAD/SB)6月3日时发生在商丘地区的强对流进行了分析。引起此次强对流风暴的中尺度天气系统是飚线,3日18时左右回波单体产生,之后沿东南方向移动,强回波区呈“厂”字形,最大回波强度出现在21时,中心值超过65dBz相应径向速度图呈现出成熟的中气旋特征。利用卫星云顶温度TBB资料可以看出本次飚线展伴有多个中尺度对流云团东移南压的演变过程,本次强对流天气多发生在云团移动前方TBB等值线密集带和TBB冷中心之间的区域。

为了进一步的研究飚线生成及发展的原因,本文运用中尺度数值模式WRF对此次的飚线过程进行了数值模拟。经降水和风场对比,认为模拟效果较好。利用模拟输出的时空较密的资料作诊断分析,研究了商丘地区的强对流系统发生发展的规律。分析模拟结果发现

对流层上层干冷空气的侵入和边界层暖湿气流强烈辐合是飑线天气的触发机制, 并且模拟的商丘地区强对流参数随时间的变化能对强对流天气有很好的指示意义, 螺旋度作为强对流天气分析预报中的一个重要物理量, 在飑线预报中同样具有很好的指意义。飑线发生区域上空螺旋度垂直分布为高层负值, 低层正值。高层螺旋度负值和底层螺旋度负值的演变与飑线的出现有一定的对应关系。

**关键词:** 飑线, 中 $\beta$ 尺度, 层结不稳定, 多普勒天气雷达, 数值模拟

## Abstract

A squall line severe convection taken place, observed over Shangqiu area On June 3<sup>rd</sup> .2009, is studied in this Paper. First, the weather climate background and the characteristic of the squall line in Henan Province Shangqiu District are analyzed with NCEP/NCAR daily meteorological reanalysis data, sounding data, TBB and Doppler radar images, the result shows that this severe convection weather takes place under conditions of the beneficial allocation with the northeast cold vortex and lower level shear line. Height and low profundity whole system provide superiority momentum and middle — level dry and cold atmosphere for the convection. The ground Pressure field and wind field provide low layer warm and humid condition. The temperature and humidity field station of low — level warm and wet, warm, high — level dry and cold, which made Potential instability energy reserve, up to break out. It is the important mechanism that middle — level dry and cold air current sunk, low — level warm and wet air current ascended. Level direction energy sharp section is important to blaze middle scale hypo — circumfluence. Severe convention weather was brought by layer — knot latent instability. There were strong wind uprightness shear before severe convection occurred. High — level ruffle is Propitious to ascend current maintain and strengthen.

Doppler Weather Radar, an effective instrument of surveilling meso-scale and micro-scale disastrous weather system, can be used to detect the severe convection weather systems and to make the weather forecast. In the paper, a detailed analysis is made, by using the Shangqiu CINRAD /SB weather radar data on the severe convection. It is found that the squall was the main meso-scale convective system that caused the severe convective storm. The echo-cells first appeared at 18:00, then moved to the southeast direction, the maximum echo intensity appeared at 21:00 with the value over 65dBz. The corresponding radar velocity maps showed a strong mesoscale cyclone. Using TBB(Black Body Temperature), several mesoscale convective clouds involve in the development of the squall line and the Strong Convection mostly occurred between the areas of the frontal parts of the clouds where TBB isolines converging and TBB cold center.

For further investigating the cause of the squall line, a numerical simulation by using WRF and a diagnostic analysis based on the outputs of the model have been done. Simulation results show that the dry and cold intrusion down from the upper troposphere and the strong convergence of the moist and warm air in the boundary layer are the trigger mechanisms. Furthermore, the evolution of simulated convection parameters in Shangqiu are the good indicators for severe convective weather. As an important physical parameter in analyzing and predicting strong convective weather, the helicity also has good indication in the forecasting of squall line. The distribution of helicity over the sand squall line area was negative at higher levels and positive at lower levels. There was definite relationship between the evolution of helicity's negative value at higher levels, positive value at lower levels and the occurrence of squall line.

**Key words:** Squall line; Meso- $\beta$  scale; instability of layer; Doppler Weather Radar; numerical simulation

# 学位论文独创性声明

本人郑重声明：

- 1、坚持以“求实、创新”的科学精神从事研究工作。
- 2、本论文是我个人在导师指导下进行的研究工作和取得的研究成果。
- 3、本论文中除引文外，所有实验、数据和有关材料均是真实的。
- 4、本论文中除引文和致谢的内容外，不包含其他人或其它机构已经发表或撰写过的研究成果。
- 5、其他同志对本研究所做的贡献均已在论文中作了声明并表示了谢意。

作者签名： 吴峰超

日期： 2010.5

# 学位论文使用授权声明

本人完全了解南京信息工程大学有关保留、使用学位论文的规定，学校有权保留学位论文并向国家主管部门或其指定机构送交论文的电子版和纸质版；有权将学位论文用于非赢利目的的少量复制并允许论文进入学校图书馆被查阅；有权将学位论文的内容编入有关数据库进行检索；有权将学位论文的标题和摘要汇编出版。保密的学位论文在解密后适用本规定。

作者签名： 吴峰超

日期： 2010.5

# 第一章 绪论

## 1.1 引言

强对流常常引发雷暴, 大风, 冰雹和暴雨等灾害性天气。中纬度常见的剧烈对流天气系统有三类: 局地对流系统(普通雷暴和强局地风暴)、二维线状(带状)流系统(MCS)和近于圆形团状结构的中尺度对流复合体(MCC)。其中二维线状带状对流系统(MCS), 又叫飚线<sup>[1]</sup>, 飚线是一种以组织化的带状对流群为特征、突发性强、空间尺度相对较大、持续时间也相对较长而演化迅速、灾害严重的中尺度强对流天气系统。常会带来冰雹、龙卷、大风、短时强暴雨等严重的灾害性天气, 给国民经济和人民生命财产构成严重威胁。对该类系统的监测、预报和研究一直是许多气象业务和科研人员关注的重点。

强对流系统的形成、发展过程与中 $\beta$ 和中 $\gamma$ 度天气系统密切联系, 涉及到多尺度系统间的非线性相互作用、受制于复杂的边界层地形强迫、局地热力、动力作用等物理过程, 是一项难度很大的研究课题。目前, 对飚线的研究主要有两种手段, 一是观测资料的分析 and 理论研究, 另一个是数值模拟。理论研究中, 由于求解析解比较困难, 常常作一些理论上的简化, 与实际过程尚有差距。随着非静力平衡中尺度数值模式的发展和新一代 Doppler 雷达、卫星多通道遥感资料的使用, 以及我国气象部门在东部地区增加了加密自动气象站, 可以方便地获得有关 MCS 发展、演变的高时空分辨率的观测分析资料。这对利用中尺度数值模式, 综合各种非常规观测资料, 更好地开展针对飚线的科学研究, 增进对飚线动力、热力学特点的认识, 进一步完善强对流风暴过程的物理模型, 提供了新的机遇, 并为真正意义上的有关 MCS 超短时预报方法的建立提供了可能。

## 1.2 飚线的国内外研究进展

### 1.2.1 常规天气学方法在飚线研究中进展

飚线的长度大小不一, 可能长仅仅 100km 也可能长达 1000km。与雷暴单体和超级单体不同, 飚线具有清楚的线状结构。飚线的发生发展有很多的影响因素和影响系统, 由于天气所伴随的冰雹、暴雨以及局地瞬时大风的强危害性, 一直成为研究的热点问题。

国外飑线一般用“squall line”一词来表示，“squall”的意思是暴风、暴风雪，而“line”则是线的意思，这是对于飑线一词的基本翻译。飑线是一种带(线)状的中尺度对流系统，非锋面的或狭窄的活跃雷暴带。它是一种深厚的对流系统，其水平尺度通常为几百千米，典型生命期约 6—12h，远大于雷暴单体的生命期。它包括雷暴，以及非对流(层状)的降水区。镶嵌在飑线中的强雷暴常常引起局地暴雨和灾害性强风。因此，飑线从意译上来讲“squall line”。

飑线研究发现<sup>[2-6]</sup>：飑线一般在上层干冷，下层暖湿的热力环境，高低层存在急流，风向向上顺转的动力环境下，起源于一个线状的扰动；飑线在发展和成熟阶段的传播往往是跳跃的，重力波和阵风锋是目前用来解释跳跃现象的两种理论，Cram et al<sup>[4]</sup>认为，飑线的传播是由于各种尺度的各种力的影响，但是重力波至少是其中的一个影响系统。

国内关于中尺度对流系统的研究，在上个世纪 80 年代和 90 年代早期主要是利用天气形势，分析和总结对流发生的天气尺度的条件。近年来，随着雷达，卫星和中尺度数值模式的发展，对于中尺度对流系统的研究也逐渐的细致。关于华北地区中尺度对流系统的研究，早期也是集中在天气尺度条件的研究，到最近几年才有利用雷达，卫星资料和中尺度数值模式对其进行更加深入地研究。李鸿洲对华北飑线有一系列的研究。在 1982 年，丁一汇与李鸿洲<sup>[7]</sup>根据 18 个飑线个例，利用环流背景就我国飑线发生发展的条件进行了研究，1983 年，李鸿洲<sup>[8]</sup>利用每小时一次的华北区域天气图，综合分析了 70 年代发生在华北的飑线，按照流场特征划分了华北飑线的环流型，分别给出了各型飑线的环境物理条件。1988 年，李鸿洲<sup>[9]</sup>进一步分析了华北飑线的中尺度气候特征和不同天气型的环境条件，给出了飑线各发展阶段的地面中尺度概念模型。同年，蔡则怡，李鸿洲和李焕安<sup>[10]</sup>还利用天气雷达，卫星云图，高空探空测风和地面加密观测等资料分析了发生在 1983 年 6 月 27 日的一次飑线群，提出了华北地区飑线系统生命史的中尺度天气模式。王军等<sup>[11]</sup>在对豫北一次飑线天气过程的分析中指出，高层强冷平流，低层舌状高假相当位温的流入，为飑线发展提供了充足的不稳定能量。王雷等<sup>[12]</sup>对浙江省北部地区一次飑线天气分析结果表明，高空前倾槽

是飊线发生的环流背景。

## 1.2.2 数值模式在飊线研究中的进展

随着计算机技术的飞速发展,数值模拟试验已成为研究飊线的重要手段。近年来,国外已广泛地开展了飊线的数值模拟试验<sup>[13-15]</sup>,表示数值对强对流天气的监测和预报有一定的指示做用。国内在这方面也做了一些有益的探索和研究。慕熙昱等<sup>[16]</sup>对2003年一次飊线过程进行雷达回波分析与数值模拟,结果表明在系统发生的带状区域内有多个中尺度涡旋存在,在飊线内有中尺度涡旋簇和弓形回波。刘峰<sup>[17]</sup>对发生在广州白云机场附近的一次强对流天气过程进行诊断分析和数值模拟,结果表明模式输出的雷达反射率因子强度与实况相当接近,模拟的飊线位置与实况基本一致。余清平等<sup>[18]</sup>利用ARPS模式对1995年发生在美国的一次飊线过程进行数值模拟研究,发现地面中尺度汇合线或切变线是飊线过程主要的触发系统和重要的维持机制之一,对流凝结潜热加热和高低空急流耦合在飊线的发展和维持有重要作用。张入财等<sup>[19]</sup>运用WRF模式和三维变分资料同化技术分析2006年6月25日发生在河套地区的一次飊线天气过程,发现同化地面观测资料可以有效地提高模式对飊线这样的强对流天气系统模拟效果,输出的高分辨率模式资料可以更加精细地刻画出中纬度飊线中尺度结构特征。陈业国,沈桐立等<sup>[20]</sup>对2007年4月17日发生在华南一次强飊线天气过程分析了成因,并用高分辨率中尺度数值模式WRF对该过程进行数值模拟,并利用数值模拟结果对强飊线过程进行诊断分析,研究探讨其触发和维持机制,结果表明WRF模式对强对流天气系统有一定的模拟能力。

## 1.2.3 雷达卫星资料在飊线研究中的进展

利用常规天气图和雷达卫星资料研究和分析飊线发生、发展的的工作已很多,也有一些数值模拟分析方面的研究。由于飊线系统属于中小尺度的强对流系统,它的发生有很强的局地性和突发性的特点,目前的业务预报系统对其的预报能力不高,因此传统的天气学方法与先进的探测手段相结合仍是预报和监测此类天气的重要途径。中尺度对流性风暴常造



成强烈的天气现象(如局地大暴雨、大风、冰雹等),严重威胁着人们的生命财产安全。因此,利用多普勒天气雷达,有效地识别强胞线系统,并随时发布警报有着重要意义。

虽然利用多普勒天气雷达自动识别胞线还有一定困难,但是可以根据其识别风暴的算法和利用多普勒风暴识别产品来总结胞线的物理特征。自八十年代以来,WSR—88D系统风暴产品系列算法在全美NEXRAD业务系统中广泛投入了使用,取得了较好的效果,Mansur<sup>[21]</sup>(1993),Arthur Witter and J.T.Johnson<sup>[22]</sup>(1993)改进了强中心跟踪法算法。之后J.T.Johnson, Pamela L.Mackeen, etc<sup>[23]</sup>(1998)提出了利用七个反射率因子识别阈值来替代此前唯一的一个阈值,同时采取特征核抽取技术,并对空间相距较近的多个风暴单体进行合并或者删除处理。使对最小阈值为40dBz风暴的识别提高到68%,最小阈值为50dBz风暴的识别提高到98%。准确的识别风暴对于正确判断胞线的物理特征有很大的帮助。

随着我国新一代156多普勒天气雷达布网工作的展开,国内学者对胞线这种灾害性较强的天气系统做出了很多研究。陈礼斌,钟卓约<sup>[24]</sup>通过 $v$ 即产品分析风垂直切变的强弱,VIL产品分析雷暴的含水量大小及ET产品分析回波高度的变化有助于对胞线的发展趋势做出提前的预报。杨梅、尹小飞利用<sup>[25]</sup>利用CINPAD WSR98D探测胞线天气过程多普勒天气雷达径向风场(多普勒速度场与强度场)分析强对流天气发生发展内部环流(辐散、辐合)结构并得出结论:低空急流的出现可作为强对流天气(暴雨、胞线)发生发展的预警信号;地形影响始终是强对流天气发生发展的触发因素之一,强对流天气发生发展与天气形势有密切关系。杨雷、杨学强<sup>[26]</sup>等分析了一次后继线型胞线,研究了这种胞线的主要形成特点:在旧回波附近不断有新的回波生成,并与旧回波合并,形成新的云体不断发展、成熟,最后发展成胞线。合并后胞线生命期延长,能量集中,辐合上升范围扩大,胞线移速加快,产生的灾害也更严重。

王莉萍、崔晓东<sup>[27]</sup>通过对一次断续线型胞线天气雷达回波特征分析,系统发生发展过程中的典型的弓形回波、逆风区,和地面大风区有较好的吻合。认为多普勒天气雷达可随时对强对流天气强度、移动、发展趋势等跟踪观测。二者结合可提高强对流天气灾害的预

警与预报准确率。朱君鉴<sup>[28]</sup>等利用济南 CINRAD/SA 产品分析了 2002 年发生在山东东阿的一次超级单体的典型特征,认为风暴跟踪信息、冰雹指数、垂直积分含水量、中气旋等产品对强对流有较好的识别和预报能力。郑媛媛<sup>[29]</sup>等根据合肥新一代天气雷达探测资料对 2002 年皖北地区的一次超级单体过程进行了分析,寻找到出流边界、V 型缺口、弱回波、悬垂、中气旋等特征,并指出由于常规探测资料较粗的时空分辨率,因此在预报发生此类强对流天气潜势时具有一定的局限性。廖玉芳<sup>[30]</sup>等使用湖南常德雷达于 2002 年 5 月在国内首次观测到三体散射(TB2SS)和龙卷涡旋特征(TVS)这两个别指示大冰雹和龙卷的雷达回波特征,并得到了地面报告,由于飊线系统属于中小尺度的强对流系统,它的发生有很强的局地性和突发性的特点,目前的业务预报系统对其的预报能力不高,因此传统的天气学方法与先进的探测手段相结合仍是预报和监测此类天气的重要途径。

### 1.3 主要研究内容和方法

综上所述,飊线是一种带(线)状的中尺度对流系统,是非锋面的或狭窄的活跃雷暴带。它是一种深厚的对流系统,其水平尺度通常为几百千米,典型生命期约 6—12h,沿飊线经常可以见到大风、强雷暴、强降水和冰雹等天气现象,有时还伴有下击暴流或龙卷,带来灾害性的破坏。在强天气分析预报中,飊线也是最被重视的对象之一。本文利用常规观测资料,和中尺度数值模式 WRF 对 2009 年 6 月 3 日发生在商丘的飊线过程进行数值模拟,进而利用成功模拟输出的高时、空分辨率资料来研究强对流的过程,试图揭示出本次飊线过程的中  $\beta$  尺度对流系统的发展演变机制,并利用模拟结果对本次造成强对流天气的中尺度系统的发生、发展和结构演变进行诊断分析。

#### 1.3.1 本文使用的数值模式及数据:

1. 中尺度数值模式 WRF2.1.2 (ARW);
2. NCEP/NCAR 全球客观分析资料(间隔 6 小时,空间分辨率  $1^\circ \times 1^\circ$ ); 商丘站多普勒雷达回波资料; FY-2C 卫星的云顶亮温(TBB)。

### 1.3.2 正文主要内容：

本文的正文部分包括以下三个方面的内容

- (1) 利用每 6 小时一次， $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  的 NCEP/NCAR 全球客观分析资料 对此次飚线天气的实况和天气背景进行了介绍；对飚线过程的大尺度特征和中尺度系统进行了初步的分析。
- (2) 利用商丘新一代天气雷达资料(CINRAD /SB)观测资料和卫星云顶温度 TBB 资料对此次飚线过程的发展规律进行了分析。试图揭示商丘飚线天气的发生、发展机制和演变规律，以期更好地进行飚线天气的预报预警，达到趋利避害的作用。
- (3) 对 WRF 模式进行介绍，并用中尺度数值模式 WRF 模拟这次飚线过程，在模拟的降水和实况基本吻合的情况下，利用其输出的资料从多角度对主要影响系统的演变规律及可能的物理机制进行了进一步的诊断分析。

本文的研究目的是揭示飚线天气的演变规律及探讨其发展的物理机制，从而对飚线天气有一个更清楚、更明确的认识，为提高飚线天气的预报找到一些有用的一句。然而，由于飚线天气的复杂性和客观条件的限制，本文的工作还是初步的，有待今后进一步的深入研究。

## 第二章 飏线天气天气形势分析和诊断

### 2.1 过程概况

2009年6月3日,受东北高空低涡和冷空气的影响,安阳、鹤壁、濮阳、新乡、焦作、济源、郑州、开封、商丘等地先后出现了雷电、短时大风、局地冰雹和短时降水等强对流天气。当天15时46分到23时,郑州、开封、商丘等地出现了强飏线天气。飏线长约140公里,并以每小时50~60公里的速度快速向东南方向移动。随后,飏线波及安徽北部以及山东菏泽地区。据统计,河南省有40多县市出现雷暴,19县、市出现了风速达17米/秒(7级)以上的短时偏北大风,并且飏线过程于6月3日21时左右在商丘境内发展到最强,达29米/秒。为1957年有气象记录以来的历史极值。这次强飏线系统移速较快,达在50~60公里/小时,在灾情最重的商丘市持续时间达2小时19分钟。在飏线过境时通过,通过分析商丘自动站观测资料,发现气象要素发生了明显的变化,主要表现为以下的几个特征

①风速剧增:在影响时间段里出现了8~11级大风,风力增幅为12~24 m/s,永城最大风速(力)达到29.1 m/s(11级),宁陵最大风速(力)达到28.6 m/s(11级),是永城、宁陵有气象记录以来最大的风速值。

②气压涌升:民权20-21时、宁陵20-22时气压增幅6.9 hPa,商丘市21-22时增幅5.8 hPa。

③气温骤降:民权20-21时1h温度降幅最大,为10.2℃。

④过程降水量分布不均:最大降水量出现在虞城,为30 mm;最小降水量出现在柘城,为0.2 mm;其他县(市)为10.1~24 mm。

本次飏线过程是商丘有气象记录以来最强的一次飏线天气过程,带来了重大人员伤亡和严重的经济损失。灾害造成22人死亡(商丘18人、开封2人、济源2人),仅商丘市受灾人口241.92万人,房屋倒塌4142间,损毁树木769.3万株,倒伏小麦309.84万亩。灾害一度造成当地大面积停水、停电、交通受阻、通信中断,农业直接经济损失达9.45亿元,而据不完全统计,河南省直接经济损失超过15亿元。

## 2.2 天气形势分析

### 2.2.1 高低空、中低纬天气环流形势分析

东北冷涡是东亚阻塞形势下在东北地区形成的较为深厚的冷性低值系统，在夏季常常引起持续性的强对流天气，并可导致暴雨、大风、冰雹甚至龙卷等灾害性天气。初夏，华东地区中北部常处在东北冷涡槽底，在槽前正涡度诱发下，在高低空强温差以及低层充足的水汽输送的配合下，常会在午后至夜间触发强雷暴天气，并在高空偏北气流引导下影响下游地区。进入6月份，深厚的低涡系统从贝加尔湖的西北向移动到我国东北北部后，就一直在该地区盘旋，形成了一个冷性的低值系统，不断引导冷空气从东北方向入侵华东地区，于此同时副热带系统也在发生变化，随着下层暖湿气流的逐渐增强，不稳定能量在增加，这样不断南下的冷空气，激发了中小尺度的天气的剧烈发展，从而产生了冰雹，雷电，大风等灾害性天气。

6月3日08时500hPa高度场（图2.1a）上，流层中层维持稳定两槽一脊的的环流形式，深厚的低涡系统一直在我国东北部维持，冷涡后部有一横槽生成，商丘受横槽前的西北气流控制，白天天气晴好。20时（图2.1b）东北冷涡南压，冷涡中心移至黑龙江省中部，冷涡后部的冷空气沿西北气流迅速下滑，至北向南影响商丘。并且从500hPa到200hPa风向随高度逆转，由西北风逐渐转为偏西风（图略），这些表明飑线发生区域500hPa以上有较强的冷平流。近地层由于辐射增温有暖平流，大气不稳定层结逐渐加强。850hPa高度场和风场上（图2.2）商丘受暖高压控制，天气晴好，可以看出在08时850hPa上山东省的中南部至河南省的北部的有一暖式切变，切变线近似东西向，有利于该区域产生上升运动。同样，925hPa20时（图略）时有明显加强略南压的辐合线，它与许昌、开封、商丘一带强天气区有很好的对应，是对流单体加强为飑线的主要影响系统。因此对流不稳定的大气层结与近地层的辐合线共同作用，导致了此次强对流天气的发生发展和飑线的形成。

图 2.1 500hPa 高度场（单位：gpm）

(a) 6月3日08时；(b) 6月3日20时

图 2.2 6月3日08时850hPa高度场（实线，单位：gpm）和风场（矢量箭头，单位：m/s）

研究表明了大多数的风暴起源于边界层辐合线附近,地面图上(图略), 飊线发生前商丘处于低压区内, 郑州到商丘稳定维持一中尺度辐合线和干线, 而此次强对流天气的发生发展和飊线的形成是由对流不稳定的大气层结与近地层的辐合线共同作用导致的。

### 2.2.2 高空急流

在预报强雷暴或强天气时, 应考虑对流层上下的中空辐散机制, 在许多种情况下, 高空急流是产生高空辐散的机制之一。在中纬度强雷暴或飊线最常出现的地点就是在高空急流(或中空急流)影响区<sup>[31]</sup>。高空急流是指 200 或 300hPa 上急流中心最大风速大于或等于 30m/s 的强风区, 它的风速水平切变量级为每 100 公里/5 秒, 垂直切变量级为每公里 5~10 米/秒。急流中心的长轴就是急流轴, 沿着狭长急流带可以有一个或多个风速的极大值中心, 急流轴在三维空间呈准水平, 多数轴线呈东西走向。急流轴的左侧风速具有气旋性切边, 右侧风速具有反气旋性切边, 左侧相对涡度为正, 右侧相对涡度为负, 涡度梯度在急流轴附近最大。高空的强风能将云体上部的暖湿空气带走, 起到通风作用, 其下方强垂直切边的环境风能提供对流的发展, 从而有利于对流的维持和发展。

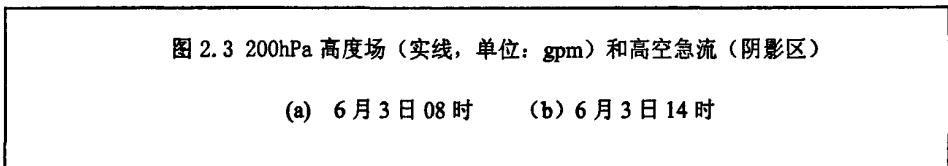


图 2.3 200hPa 高度场 (实线, 单位: gpm) 和高空急流 (阴影区)

(a) 6月3日08时 (b) 6月3日14时

在 200hPa 高空图上 (图 2.3), 东亚北部为一深厚的低压系统, 商丘位于槽后西北气流中, 阴影区域显示了 03 日 08 时 (图 2.3a) 200hPa 副热带西风急流, 急流中心位于 35° N 附近, 在 14 时高空急流略有北抬 (图 2.3b), 强对流发生前高空急流基本稳定维持, 商丘处于高空急流入口处略偏南的位置, 急流下方强垂直风切边的环境风能提供对流发展的动能, 并有利于对流云顶质量辐散的增强和上升气流的维持, 为强对流的发生提供有利的条件。

### 2.2.3 地面和高空温度差动平流

6月3日08时5000hPa高度场上(图2.21), 商丘受西北气流控制, 温度为-14℃, 850hPa

(图2.22) 东北冷涡中心位于黑龙江伊春附近, 商丘受暖高压控制, 温度为 $20^{\circ}\text{C}$ ,  $850\text{hPa}$ 和  $5000\text{hPa}$ 温差达 $34^{\circ}\text{C}$ , 上冷下暖, 温度直减率较大。商丘地区白天天气晴好, 天空状况比较好, 近地层辐射增温快, 地面最高气温 $34.1^{\circ}\text{C}$ , 平均气温 $26.6^{\circ}\text{C}$ , 高空东北冷涡南压, 冷涡后部横槽引导高层冷空气南下, 加强了河南北中部上冷下暖的对流不稳定层结, 商丘地区中低层风为顺时针旋转、高层为逆时针旋转, 说明低层为暖平流, 高层有冷平流。这种低层升温, 高层降温的温度场结构和高低空风的垂直切变所造成的温度差动效应有利于强对流天气的出现<sup>[32]</sup>, 这是造成强对流发生地区大气不稳定的主要因素。飚线正是发生在6月3日高低层温度平流的垂直变化达到最大的时候。同时低层存在潮湿区(图略), 这种上下层之间的湿度差动平流, 加强了上冷下暖的对流层不稳定层结, 也有利于强对流天气的发生。

## 2.3 物理量诊断分析

形成对流性天气的基本条件有三个即: 其中水汽条件所起的作用不仅是提供成云至雨的原料, 而且它的垂直分布和温度的垂直分布, 都是影响气层稳定度的重要因子。其中水汽和不稳定层结这两个条件可以认为是发生对流性天气的内因, 而抬升条件则是外因。外因是变化的条件, 内因是变化的根据, 外因通过内因而起作用。因此这三个条件有机地联系在一起。对流性天气的预报也是以这三个条件为根据所作的分析和预报。为探讨此次强对流天气过程形成的原因, 利用实况资料, 对强对流发生前商丘的水汽条件、动力条件、热力不稳定条件进行了诊断分析, 并利用以期研究这次强对流天气过程的水汽场特征及运动场结构特点和不稳定条件。

### 2.3.1 水汽条件分析

判断一个地区的水汽可以通过水汽通量和水汽通量的散度来实现, 水汽通量是表示水汽输送强度的物理量, 其定义为单位时间内流经某一单位面积的水汽质量, 每单位气压差每单位长度的水汽通量表达式

$$g^{-1}|\vec{V}| \cdot q$$

而水汽通量散度的则是水汽集中的程度的物理量，它是表示在单位时间里，单位体积（底面积是  $1\text{cm}^{-2}$ ，高  $1\text{hPa}$ ）内回卷进来或辐散出去的水汽质量，单位体积的水汽通量散度计算公式为<sup>[33]</sup>：

$$A = \nabla_P \cdot (\bar{V} \cdot \frac{1}{g} q) = \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{1}{g} vq \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{1}{g} wq \right)$$

若  $A > 0$ ，则水汽通量是辐散的（水汽因输出而减少）；而  $A < 0$ ，则水汽通量是符合的（水汽因输送进来而增加）。

6月3日08点的850hPa水汽通量散度图(图2.4a),对流层低层的辐合中心位于山西省和山东省的东部，此时商丘位于辐合中心东南方向的干区内，此后位于山西的湿区向东南方向移动并且在6月3日14点850hPa水汽通量散度图(图2.4b)演变为两个水汽的辐合中心，分别位于山西省的北部和河南和江苏省交界处。其中商丘附近的辐合中心为  $4 \times 10^{-5} \text{g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$ 。根据风场可以追溯底层水汽来自南海及孟加拉湾。同时从图中可以看出该次过程，商丘市处于水汽输送带的边缘，水汽含量不足充沛，因而降水比较弱。

图 2.4 850hPa 水汽通量散度 (单位:  $10^{-5} \text{g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$ )

(a) 6月3日08时; (b) 6月3日14时

此次飚线过程与其它一些有关飚线的研究文献<sup>[34-36]</sup>比较,这次过程不论是水汽输送或水汽辐合都是较小的。这与丁一汇,李鸿洲,章名立<sup>[7]</sup>等得出的结论飚线和暴雨水汽条件差异很大,飚线对于水汽的要求比暴雨要低很多,暴雨的整个水汽辐合要比飚线大三倍,飚线活动则与空气气柱本身所含水量关系关系更大些相符合。



## 2.3.2 动力条件分析

### 2.3.2.1 涡度场分析

大气的大尺度运动基本上是涡旋运动，因此常用涡度来表示大气的运动状态，对流层中层的正涡度平流有利于对流层低层上升运动的发展，也有利于地面低压的发展。在6月3日14点500hPa涡度场上（图2.5a），负涡度中心位于商丘的西北位置，中心值为 $-10 \times 10^{-5} s^{-1}$ ，飊线发生区域为一弱的辐散区域，在850hPa涡度场(图2.5c)商丘地区为弱的辐合区，辐合中心比商丘略偏南，其余区域都是辐散区。20点500hPa涡度场(图2.5b)，负涡度中心南移，演变为两个，商丘上空有一负涡度中心，达 $-6 \times 10^{-5} s^{-1}$ ，飊线发生区域的负涡度场明显增强。在850hPa涡度场上（图2.5d），正涡度中心同样南移，商丘位于正涡度区域，于对流层下层为正涡度，而中上层为负涡度的区域，表明该地区有明显的辐合上升运动，为强对流的发生创造了有利的条件。

图 2.5 6月3日涡度场变化(单位:  $10^{-5} s^{-1}$ )

(a) 3日14时 500hPa      (b) 3日20时 500hPa

### 2.3.2.2 散度场分析

散度表示由于水平分的不均匀，造成空气在单位时间面积上的相对膨胀率，在诊断降水预报中有很重要的作用，低空辐合，高空辐散是构成上升运动的充分和必要条件，此外水汽的汇合也是靠低空流场的辐合。飊线发生区域的上空的散度分布都是低空辐合、高层辐散的形式，有利于上升运动，为飊线的发生提供动力条件。

图 2.6 6月3日925hPa散度场(单位:  $10^{-5} s^{-1}$ )

(a) 3日14时      (b) 3日20时

分析6月3日925hPa散度场的变化，14时（图2.6a）飊线区域上空为弱的辐散区，

辐合中心在商丘的东北方向。20 时(图 2.6b)原辐合中心继续东移北上, 在商丘附近出现新的强辐合中心, 中心值达 $-6 \times 10^{-5} s^{-1}$ , 商丘底层为较强的辐合区, 6 月 3 日 500hPa 高空(图略)为弱的辐散区域, 这种高空辐合低空辐散的高低空配置, 十分有利于强对流天气的发生发展。

### 2.3.2.1 垂直速度场分析

850hPa 垂直速度场(图 2.7)与散度场的配置相同, 14 时(图 2.7a)最大的上升运动中心出现在商丘的东北部, 飑线发生区位弱的上升运动, 20 时(图 2.7b)商丘境内的垂直上升运动区急剧发展, 中心值为  $0.6 Pa \cdot s^{-1}$ 。底层强烈的垂直上升运动为商丘强对流天气的发生提供了动力条件。从垂直速度的垂直剖面图(图略), 20 时  $34^\circ$  附近有一垂直运动上升区, 最大中心位于 850hPa, 500hPa 一下都为垂直上升运动, 形成了强大的上升气流将低层的不稳定性向上输送, 使对流不稳定层次增厚, 出现强对流天气。

图 2.7 6 月 3 日 850hPa 垂直速度场(单位:  $Pa \cdot s^{-1}$ )

(a) 3 日 14 时 (b) 3 日 20 时

### 2.3.3 热力不稳定度条件分析

#### 2.3.3.1 不稳定能量

假相当位温  $\theta_{se}$  是一个重要的温湿特征参数, 广泛因用气团分析、大气位势稳定度的分析和气块运动轨迹等熵追踪等许多方面。它在大气干绝热和湿绝热变化中都是守恒的, 用假相当位温随高度的变化  $(\partial \theta_{se} / \partial p)$  表示稳定度;  $(\partial \theta_{se} / \partial p) > 0$ , 对流不稳定, 假相当位温随高度降低;  $(\partial \theta_{se} / \partial p) < 0$ , 对流稳定, 假相当位温随高度升高;  $(\partial \theta_{se} / \partial p) = 0$  为中性。强对流天气发生前, 商丘境内低空 700hPa 一下对应的是  $\theta_{se}$  大值区, 大气层结十分不稳定。

(图 2.8) 为 6 月 3 日 14 时沿 34° N 的  $\theta_{se}$  的剖面图, 可以看到 116° W 附近对流层底层  $\theta_{se}$  随高度降低, 即  $(\partial\theta_{se}/\partial p) > 0$ 。反应了该处的大气不稳定性, 这种大气层结有利于在这一地区产生强对流 500hpa 附近开始存在  $(\partial\theta_{se}/\partial p) < 0$  的对流稳定区域, 对应冷空气在这个高度从东侧侵入高湿能的气团, 从而触发对流不稳定能量的释放。

图 2.8 6 月 3 日 14 时沿 34° N 假相当位温  $\theta_{se}$  垂直剖面图 (单位: K)

当气块的重力与浮力不相等时, 一部分位能可以释放, 转化为垂直运动的动能, 这部分位能叫做对流有效位能 (CAPE)。它是在湿对流条件下, 浮力对上升气块所作的功, 也是大气不稳定程度的度量。正的 CAPE 是对流所必须的, CAPE 定义为:

$$CAPE = g \int_{Z_{LFC}}^{Z_{EL}} \frac{(T_{cp} - T_{ve})}{T_{ve}} dz$$

其中  $T_v$  表示虚温,  $e, p$  分别表示与环境和气块有关的物理量,  $Z_{LFC}$  表示自由对流高度, 是  $(T_{cp} - T_{ve})$  由正值转负值的高度, 余为惯用符号, 从几何意义上说, CAPE 正比于热力学图解 (如 T-LNP 图) 上正面积, 表征大气强对流的不稳定能量<sup>[37]</sup>。

图 2.8 6 月 3 日 14 时沿 34° N 假相当位温  $\theta_{se}$  垂直剖面图 (单位: K)

### 2.3.3.2 对流有效位能

对流有效位能能较好的反应大气中不稳定能量的调整、积聚和释放的过程。在初夏季节, 一般认为如果气层 CAPE 值在 800J/kg 以上, 则有利于较强对流的爆发。6 月 3 日上午在河南境内 6 月 3 日 08 时对流有效位能已经开始积累 (图略), 随着干冷空气的入侵和底层暖湿气流的加强, 14 时不稳定能量已经增强(图 2.9), 从 14 时图中可以看出商丘处于  $CAPE > 1200 \text{ J/kg}$  的高能带, 飑线过后, 对流有效位能将大量释放。分析表明 03 日上午商丘就有不稳定能量区, 午后不稳定能量发展更为旺盛, 在飑线发生前就就聚集大量的有效

位能。

### 2.3.3.3 T-lnP 图分析

T-lnP 图是一种预报强对流天气的重要工具，(图 2.10)为 6 月 3 日 20 时徐州探空站的层结曲线图，分别给出了这个站的探空曲线和自地面绝热上升的气块的状态曲线，温度层结曲线和状态曲线在底层的交点处为对流高度，在高层的交点为平衡高度，为与自由对流。高度和平衡高度之间的红色区域的面积大小代表对流有效位能 CAPE 的数值。

徐州站 T-lnP 图显示 K 指数  $38^{\circ}\text{C}$ 、沙氏指数  $-10.02^{\circ}\text{C}$ ，抬升凝结高度在中层 3000m 左右，不稳定能量面积很大，CAPE 值为  $734.4 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ，表明测站上空附近有较强的不稳定能量，层结条件对产生强对流天气十分有利。

统计分析表明<sup>[38]</sup>，环境水平风向风速垂直切边的大小往往和形成风暴的强弱密切相关。在给定湿度、不稳定性及抬升的深厚对流中，垂直切边对对流性风暴组织和特征影响最大，中等到强的垂直切边有利于风暴气流的发展，有利于组织好的对流风暴，如多单体风暴和超级单体风暴的发展。分析 T-lnP 图探空战分的垂直变化，3 日 20 时徐州站至地面到 850hPa 东南风顺转为西南风，850hPa 向上至 500hPa，西南风顺转为西北风，风速变化不大，400 百帕以上风呈逆时针旋转为主，说明低层有暖平流、高层有冷平流，这些特征均有利于强对流天气的发生发展。

图 2.10 6 月 3 日 20 时徐州探空曲线

## 2.4 小结

通过对实况资料对 2009 年 6 月 3 日发生在商丘的飊线天气过程进行分析，我们可以得到以下结论：

- (1) 2009 年 6 月 3 日出现在商丘的飊线天气过程是一次以灾害性大风为主，并伴有雷电、中等强度降水。局部还有冰雹发生的强飊线天气过程，影响系统尺度小、强度大、移速快、生命史短。
- (2) 飊线发生前，对流层高层 200hPa 存在高空急流，500hPa 东北冷涡后部横槽引导高

层冷空气南下，加强了河南北中部上冷下暖的对流不稳定层结，850hPa 有一暖式切变，切变线近似东西向，有利于该区域产生上升运动，这种高空暖平流、低空冷平流的形势，使得当日高低空气层形成巨大的温差，对流层低层的中尺度辐合线是对流单体加强为飑线的主要影响系统。对流不稳定的大气层结与近地层的辐合线共同作用，导致了此次强对流天气的发生发展和飑线的形成。

- (3) 通过对飑线发生前的物理量诊断分析发现，飑线发生前商丘附近上空高层存在强辐散中心，低层则有强辐合中心，底层辐合高层辐散的配置有利于飑线发生区域垂直上升运动的发展。由 850hPa 水汽通量散度场可以发现此次飑线过程水汽辐合是较小的，所以飑线天气相比于暴雨对水汽的要求比暴雨要低很多。热力不稳定度条件分析表明飑线发生前商丘已经处于上干冷，下暖湿的不稳定的条件下。

综上所述，我们可以看到，这次 2009 年 6 月 3 日发生在商丘的强对流天气在发展过程中大尺度天气系统、高低空的有力配置是飑线发生、发展的基本特征。形成这样的飑线除了有这样有利的天气背景外，大气还具备了有利于飑线产生的水汽条件、动力条件、热力不稳定条件。但是由于时空资料的限制，对飑线发展过程中的一些中小尺度系统的演变情况及其对飑线发生、发展、消亡过程中的作用无法详细了解，对此次飑线的尺度、地点和时间更难把握，后面的章节试图通过数值模式模拟出的每小时要素场，对此次飑线过程进行更细致的分析，使我们对商丘此次飑线发生发展的物理机制和成因做进一步的研究。

## 第三章 强对流天气的雷达资料和卫星云顶温度 TBB 分析

### 3.1 天气雷达资料分析

CINRAD 天气雷达是监测强对流特别是与风害有关天气的有力工具, 商丘新一代天气雷达(CINRAD /SB)观测到了 2009 年 6 月 3 日发生在商丘的飚线强对流天气过程的发展演变过程, 本文从雷达回波的反射率因子、雷达径向速度演变和雷达风廓线演对此次飚线天气过程的发生、发展和消亡做了详细的分析。

#### 3.1.1 雷达回波的反射率因子分析

从雷达组合反射率演变来看, 该过程是一次典型的飚线过程, 商丘出现强对流的时间为 20 时 30 分到 21 时 30 分, 这段时间的雷达回波也是最强的, 从仰角为  $1.5^{\circ}$  天气雷达反射率因子图上可以看到, 在本站雷达 230km 的有效探测范围内, 商丘上空有一条 NE-SW 走向的发展旺盛的强回波带(飚线系统)扫过, 中心强度达到 65-70dBz。分析雷达回波图演变过程表明: 3 日 18 时左右(图略)商丘西北方向新乡一带有回波单体产生, 随后回波迅速发展, 18 点 30 分(图 3.1a), 强回波区宽度为 50km, 最大回波强度为 54dBz, 在回波东移南压的过程中强回波区不断扩大 19 点(图略)在山东菏泽地区也有回波发展, 此后 2 个对流云团不断发展。并逐渐合并。19 点 31 分(图 3.1b)两个对流云团合并成“厂”状回波, 中心强度为 60—65dBz, 此时, 已初步具有飚线的特征, 该对流系统在 500hPa 西北气流的引导下系统东南方向快速移动, 20 点商丘附近地区回波发展成熟, 强回波连成带状, 强对流天气开始袭击商丘。21 点(图 3.1c)对流系统发展为最强, 强回波区面积扩大, 存在两个强单体中心, 最大的中心强度达到 69dBz, 后方还不断有新的对流单体生成, 并且有明显的前侧入流缺口。对应天气实况风力最大达 11 级, 并伴有暴雨、冰雹等。从雷波回波演变的过程可看出, 本次强风暴的影响系统为中尺度系统, 回波在刚进入雷达的有效探测范围时, 回波尺度和范围都不大, 在系统东移南压的过程中, 回波带尾部不断有新的小单体生成, 强回波区的弓形形态越来越明显, 尺度也在不断的加强, 并在 19 时 30 分左右飚线初步形成, 此后强回波区还将不断的加强发展, 回波强度在 21 时在商丘达到最大, 对应于实

况此时飊线在商丘发展为最强，造成商丘短时雷雨、大风等天气。22 点后（图略）飊线逐渐移出本地。对商丘的影响开始减弱。

图 3.1 2009 年 6 月 3 日 1.5° 仰角雷达回波的反射率反射率因子演变图

(a) 18:30; (b)19:30;(c)21:00

### 3.1.2 雷达径向速度演变特征

从雷达 0.5° 仰角的径向速度演变图(图 3.2a)可看出，在 20 点 20 分天气系统在本市上空时，高层风速大于底层风速，底层存强辐合区，在商丘至西南方向一带的强辐合带，回波带前有  $5\sim 10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  离开雷达的速递，其后有最大达到  $27\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  朝向雷达的速度，同时雷达回波中回波强区与中尺度气旋位置重叠，且气旋性辐合主要出现在弓状回波突出的部位，即带状回波移速较快的地方。回波东移南压中，底层风速逐渐加大，并出现速度模糊现象，负速度中心的前沿逐渐靠近本站。

21 点左右（图略），底层负速度区中心左键靠近本站，风速明显增大，飊线在商丘开始发展为最强，地面风速也开始明显增大，到 21 点 26 分(图 3.2b)系统开始影响商丘本站，地面出现了超过  $27\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  的大风区.并且飊线的相对径向负速度区域远大于正速度区域，说明气流的入流量远大于出流量，表明测站有明显的风辐合，同时在雷达径向速度图上，高层负径向风明显减弱，底层负径向速度中心值迅速增大，说明高空气流迅速下沉，携带的高值动量下传，造成低空以及地面风速的增大。23 点 04 分（图 3.2c)飊线前沿基本已经移出河南境内，开始影响安徽地区。

在多普勒雷达径向速度场，强对流发展最旺盛时间有明显的风向辐合区。该辐合带着随时间逐渐东移南压，这与强对流天气区的移动也是想对应的，商丘地地区对流天气发展最剧烈的时间，从速度图上可以明显的看到商丘上空有明显的逆风区的存在，根据过去研究表明，逆风区可表示强对流天气的发生。同时从雷达回波径向速度演变可以看出，在系统东移南压的过程中，负速度中心一直从商丘的西北方向向东南方向移动，这说明在飊

线的后部强下层气流的存在。可见利用多普勒雷达速度图可以很好的反应风场的水平和垂直切变, 风场随高度的变化, 对中小尺度天气的预报有着极大的帮助。

图 3.2 2009 年 6 月 3 日飚线发生过程中 0.5° 仰角径向速度演变图

(a) 20:20; (b)21:26;(c)23:043

### 3.3 雷达风廓线演变特征

风廓线产品 (VWP) 可实时提供测站上空不同时刻、不同高度上的风向风速,常用于分析冷暖平流及测站整层含水量的变化<sup>[39]</sup> 通常只有在大面积降水情况下才能得到比较完整的垂直风廓线。在非降水情况下,如果云层较厚或水汽较充沛,可以得到不太完整的垂直风廓线(不满足 VWP 算法的要求在相应高度处用“ND”表示)<sup>[40]</sup>。VWP 中标以“ND”的位置表示无资料,一般认为含水量较少,称为“相对干区”。

20 点 20 分左右飚线到达商丘地区,可以看出在飚线未发生之前(图 3.3),从底层到高空基本上是持续的“ND”区。飚线经过测站时,底层由下而上、高层由上而下相对干区遭到破坏(即“ND”层消失),表明测站周围大气中的水汽含量随着飚线系统的到来越来越丰富,随后出现了降水。20 点 20 分开始中低层都转为西南气流,整层水汽含量条件变的丰富,降水发生在有数据之后的 1 h 之内,这与 罗晓丹,陈荣等研究结论相吻合<sup>[41-42]</sup>。飚线到达测站之前,0.6~3km 风向随高度顺时针旋转,底层是暖平流,底层的西南风,对应了暖湿气流,为此次的强对流田间提供了丰富的有效位能和水汽条件,3~5.8km 风向随高度逆时针旋转,中层有冷平流,同时环境风场存在一定的垂直风切变。垂直风切变的存在,为飚线的生存发展和强降水的维持提供了有利的环境条件。对比商丘 22 点 39 分的风廓线图(图略,此时表现已过商丘)显示低层也是西北风,飚线过境导致了环境风场的变化,表明低层为飚线内的下沉气流带来的冷流所致。

图 3.3 飚线到达商丘前风廓线产品



### 3.4 对流云团 TBB 资料分析

气象卫星红外通道的观测值,是云顶和无云或少云区地球表面向太空发射的辐射。通常将它以相当黑体温度(Black Body Temperature,缩写为 TBB)来表示,并且称之为“亮度温度”或者“亮温”。它是生成红外云图和各种不同增强显示云图最原始的定量资料。美国<sup>[43]</sup>常用方法是将云顶 TBB<0°C 的值分为 7 层(见表 1),这种分层方法考虑了云发展中的一些性质和类别变化,可以此来分析飚线云的对流强度。当云顶 TBB≤240K(-32°C,第 6 层以上),通常认为这种云是对流云,伴随的强对流天气现象较强;当 TBB≤210K(-62°C,第 2 层以上),则认为云已伸过了对流层顶,称作超顶或穿顶对流,对流发展非常旺盛,伴随强对流天气现象比较严重。所以可以根据 TBB 资料的这些特征,推断天气系统的强度、移动以及可能伴随的天气现象和强度等。TBB 是形成云图的原始基础资料,云图上形象直观地展示出了从行星尺度到天气尺度,以及从中尺度到雷暴尺度等各种不同天气系统的云系和云型诸多特征,从而可以推论发生在大气中的动力和热力过程,在短期、短时及临近天气分析和预报中发挥重要作用。TBB 资料与常规资料与数值预报产品结合,在天气尺度和中尺度系统造成的强天气现象分析和预报中也有着广阔的应用前景<sup>[44-46]</sup>。

图 3.4 2009年6月3日TBB分布图

(a) 08:00; (b) 12:00; (c) 14:00; (d) 18:00; (e) 21:00

分析每小时 1 次的 TBB 资料可以发现,这次强对流天气的发生发展伴有中尺度雷暴云团的东移南压演变过程。08 时(图 3.4a)商丘附近上空为晴到少云,12 时(图 3.4b),由山东东移南压的云带层东西向,在商丘的西北部有两个孤立的对流云团,内嵌有 TBB 值低于 240K 的对流核,14 时(图 3.4c),云团的冷中心主体已进入河南省北部,原来的两个对流核发展合并,冷中心强度 TBB 值低于 225K。但需注意的是,225K 的冷中心并不在 TBB 值不高于 240K 廓线区的几何中心处,而是明显偏向于云团的东南部,这里也是 TBB 梯度最大

处。18时(图 3. 4d), 主 TBB 云区明显范围有所扩大, 并且在原来 225K 的冷中心的西南方向有新的低于 225K 的对流核正在发展。21 时(图 3. 4e) 飑线在商丘附近发展为最强, 从图中可以看出图 18 时原来两个 225K 的冷中心相继向东南方向移动, 云顶温度小于 225K 的区域有多扩大, 此时中尺度对流云系 (MCS) 发展为中  $\beta$  尺度, 且边界清晰, 颜色亮白, 结构密实, TBB 值为 225K, 说明该云系发展较高, 且强度较强。同时在对流云团的南部形成了一条近乎东北—西南走向的 TBB 等值线密集带, 此时商丘出现暴雨、大风、冰雹等天气。23 时之后主云体移出河南省境内, 进入安徽境内, 对安徽产生影响。对比云团 TBB 的演变过程和强对流天气发生的时间和落区(图略) 可以发现, 本次强对流天气多发生在云团移动前方 TBB 等值线密集带和 TBB 冷中心之间的区域。

表1. 云顶亮温分层

| 层次    | TBB(K)    |
|-------|-----------|
| 第 1 层 | < 190     |
| 第 2 层 | 191 ~ 210 |
| 第 3 层 | 211 ~ 215 |
| 第 4 层 | 216 ~ 220 |
| 第 5 层 | 221 ~ 230 |
| 第 6 层 | 231 ~ 240 |
| 第 7 层 | 241 ~ 273 |

### 3.5 小结

- (1) 利用商丘新一代天气雷达资料(CINRAD /SB)观测到了 2009 年 6 月 3 日发生在商丘的飑线强对流天气过程的发展演变过程. 从 1.5° 仰角雷达回波的反射率因子演变图可以看出本次飑线系统回波 NE-SW 走向的发展旺盛的强回波带, 强回波区呈

“厂”字形，位于回波区前沿，移动速度快，影响剧烈。在雷达 0.5° 仰角的径向速度演变图演变图上，在飑线经过商丘上空时，强回波区对应着强的径向辐合带，同时高层负径向风明显减弱，底层负径向速度中心值迅速增大，说明高空气流迅速下沉，携带的高值动量下传，造成低空以及地面风速的增大。

- (2) 强对流天气出现前风廓线产品 (VWP) 低层由下而上、高层由上而下相对干区遭到破坏 (即“ND”层消失)，很好的反映出飑线过境时温度猛升、风向急转的特点，同时环境风场有较强的垂直风切变，有利于飑线系统的发展维持。
- (3) 利用卫星云顶温度 TBB 资料，可以看出此次飑线天气系统的强度、移动方向速度，对比云团 TBB 的演变过程和强对流天气发生的时间和落区，本次强对流天气多发生在云团移动前方 TBB 等值线密集带和 TBB 冷中心之间的区域。

## 第四章 飑线天气的数值模拟

### 4.1 WRF 模式介绍

研究中小尺度天气系统的方式一般有两种途径，一是通过观测资料的分析和理论研究的方法，另一种是数值模拟。对于中尺度天气系统的结构及动力、热力学特征的研究，由于受常规观测资料分辨率的限制还不够深入和细致，目前国内外不断发展的各种中尺度数值模式对不同的中尺度现象已能进行较好的模拟和解释。WRF 模式是在 MM5,ETa 等中尺度模式基础上针对中小尺度天气系统的研究和实时预报为目的而开发的新一代非静力中尺度模式，本章将介绍本文研究中所采用的中尺度数值预报模式的动力框架及其结构。

[47-49]

#### 4.1.1 模式系统概述

WRF(the Weather Research and Forecast)模式是正在开发的新一代中尺度非静力预报模式和资料同化系统(3Dvar、四维同化)，具有研究和业务预报功能的广泛的应用范围。WRF 模式是由美国国家大气环境研究中心(NECP)等多单位联合发展起来的新一代非静力平衡、高分辨率、科研和业务预报统一的中尺度预报和资料同化模式。该模式采用全新的程序设计，最重要的目标就是发展一个侧重于 1~10km 网格尺度，能同时从事业务预报、区域气候预报、空气质量模拟和理想的动力研究的统一模式。WRF 模式的最终目标将取代目前正广泛应用的 PSU/NCAR 的 MM5 模式，模式主要有三部分组成：模式的标准初始化(SI)、主模式和模式产品后处理。标准初始化(SI)部分包括资料预处理、三维变分资料同化(四维同化)地形等静态数据的处理，为主模式提供初始场和边界条件；主模式对模式积分区域内的大气过程进行积分运算；后处理部分对模式输出结果进行分析处理，主要包括将模式面物理量转化到标准等压面、诊断分析物理场和图形数据转换等。模式的控制方程是大气非静力平衡原始方程，垂直方向为  $\sigma$  坐标，水平方向采用 Arwkrwa C 型跳点网格，运用了高分辨率的地形和下垫面分类资料，采用时间分裂积分方案。物理过程包含大气水平和垂直涡动扩散，积云对流参数化方案，太阳短波辐射和大气长波辐射方案等。模式的水平分辨率、垂直方向层次、积分区域及各种物理过程可根据用户需求调整。

WRF 模式是一个完全可压非静力模式，控制方程组都写为通量形式。网格形式与 MM5 的 Arakawa B 格点不同，而是采用 Arakawa C 格点，有利于在高分辨率模拟中提高准确性。模式的动力框架有三个不同的方案。前两个方案都采用时间分裂显示方案来解动力方程组，即模式中垂直高频波的求解采用隐式方案，其他的波动则采用显示方案。这两种方案的最大区别在于它们所采用的垂直坐标的不同，他们分别是几何高度坐标和质量（静力气压）坐标。第三种模式框架方案是采用半隐式半拉格朗日方案来求解动力方程组。这种方案的优点是能采用比前两种模式框架方案更大的时间步长。

WRF 模式系统将成为改进从云尺度到天气尺度等不同尺度重要天气特征预报精度的工具。为了满足模拟实际天气的需要，模式还必须要有一套物理过程，比如辐射过程、边界层参数化过程、对流参数化过程、次网格湍流扩散过程、以及微物理过程等。由于 WRF 模式重点考虑 1~10 公里的水平网格，所以模式中的一些物理方案可能在此分辨率下不是很理想。而在 WRF 模式开发的初始阶段，仅实现了一些现有的方案调用，并且大多数是从其他模式中拿过来的。在 WRF 模式的发展计划中，将会实现一套适合分辨率在 1~10 公里的物理方案。

WRF 模式应用了继承式软件设计、多级并行分解算法、选择式软件管理工具、中间软件包（连接信息交换、输入/输出以及其他服务程序的外部软件包）结构，并将有更为先进的数值计算和资料同化技术、多重移动套网格性能以及更为完善的物理过程（尤其是对流和中尺度降水过程）。因此，WRF 模式将有广泛的应用前景，包括在天气预报、大气化学、区域气候、纯粹的模拟研究等方面的应用，它将有助于开展针对我国不同类型、不同地域天气过程的高分辨率数值模拟，提高我国天气预报的分辨率和准确性。

#### 4.1.2 WRF 模式的发展历程

WRF模式作为一个公共模式，由NCAR负责维护和技术支持，免费对外发布。

第一版发布在2000年11月30日，2001年5月8日第二次发布，版本号为1.1，第三次发布于2001年11月6日，只修改了两个错误，没有太多改动，版本号定为1.1.1。直到2002年4月24日，才正式第四次发布，版本号为1.2。同样，在修改一些错误以后，2002年5月22日第五次发布，版本为1.2.1。原定于2002年10月左右的第六次发布，直到2003年3月20日才推出，

版本号为1.3。同年11月21日进行了更新。

第二版发布于2004年5月21日，为嵌套版本V2.0，同年6月3日进行更新。2006年1月30日更新为V2.1.2，同年12月更新到V2.2版本，这一版本里，在修补了前一版本的许多错误之上，新增了许多模块。不仅推出了WRF的前处理WRFSI的进化版WPS，作为过度仍旧保留了WRF本体和WRFSI的衔接。2007年11月1号，更新到版本V2.2.1。

第三版发布于2008年4月4日，版本号为3.0，前处理WPS完全取代WRFSI的功能，更新到版WPS3.0，同年8月初更新至V3.0.1，现在最新的版本是2008年8月底更新的V3.0.1.1版本，不仅修正了前一版本的错误，还新增了许多物理过程和参数化过程。

#### 4.1.3 模式的程序结构和计算流程

WRF 模式程序具有操作的可移植性、可维护性、扩展性、易读性、运行结构性和互用性等特点，并且可在带边界条件和嵌套的有限区域模式中重复使用这种模块化的、结构化的程序设计思想允许多个动力框架带物理过程同时并存。

##### 4.1.3.1 模式程序结构设计

WRF 模式中不允许使用公用数据块，因此所有的变量都必须通过参数列表传给子程序。模块技术(FORTRAN 90 的新功能)的运用很好地解决了程序直接的接口问题。为了让用户能够在尽量少涉及 WRF 模式其他部分源代码的情况下，很容易地在 WRF 模式中实现自己的方案设计，WRF 模式将自己的结构设计成三层：模式层、中间层和驱动层。

###### (1)驱动层：

驱动层是模式的最顶层，它控制着模式的初始化、时间步长、输入/输出、模式的计算区域嵌套关系、计算区域的分解计算、计算机处理器的分布以及其他的有关并行的控制。

###### (2)中间层：

中间层是介于模式层和驱动层之间，起连接作用的层。中间层具有驱动层和模式层两者的重要信息。比如模式层中的模式积分计算的流控制信息，驱动层中的内存分布以及设备通讯信息。中间层能够很好地将模式层信息进行封装，有利于程序的移植和交换。

###### (3)模式层：

模式层是由执行实际模式计算功能的子程序所组成，这一层的程序通常是由气象科学专家编写。模式层中的子程序要求写成对于三维模式计算空间中的任何子空间都能调用。

#### 4.1.3.2 . WRF 程序计算流程

WRF 操作流程为：(1)运行标准初始化程序(WRFSI)，把已经准备好的高分辨率地形数据和初始数据插入到 WRF 模式面上；如果需要用自己资料，则需要按照 WRFSI 中数据格式要求自行插入到模式面上；(2)运行初始程序，生成 WRF 模式所需要的初始资料和侧边界条件；(3)运行 WRF 模式，生成模式运行结果；

(4)运行后处理程序，将 NETCDF 数据格式转换为适合各种画图软件如 GRADS, VISSD 等的的数据格式，便于画图分析结果。如（图 3.1）所示。

图 3.1 WRF 模式系统流程图

[50]

#### 4.1.4 模式物理过程参数化

在 WRF 模式中，主要的物理过程及参数化过程包含云微物理过程、积云参数化、长波辐射、短波辐射、边界层参数化、陆面过程参数化以及次网格扩散等。下面对这几种参数化过程做一简要介绍。

##### 4.1.4.1 微物理过程参数化方案

(1) Kessler 方案 Kessler,1969)这是一个简单的暖云方案，它包含水汽、云水和雨。它含有雨的产生、降落和蒸发过程，云水的增长和合并过程以及凝结产生云水等微物理过程。

(2) Lin 方案 (Line t. al, 1983:Tao, 1989)主要包含六类水汽相态:水汽、云水、雨、云冰、雪和霰.这个方案是 WRF 模式中相对复杂的微物理方案，比较适合于研究。

(3) WSM3 方案由 WRFV1 版中 NCEP3 方案改进而来。包括 ice sedimentation 以及另外一些冰相过程。水物质包括:水汽、云水、冰和雨、雪。这个方案被称为简单冰相方案，是因为云冰和云水大体上被认为是同一种物质，仅由温度来区分他们，即认为在温度小于等于冰冻温度的情况下只能有云冰存在，否则认为只有云水存在。雨和雪的处理也

是类似。尽管包括了冰相过程，但是它的运行效率仍然很高，可以用于业务运行。

- (4) WSM5 方案这个方案取代了原来 WRF 第一版中 NCEP5 方案，与 wSM3 类似也包含了简单冰相过程，但它允许过冷水存在以及雪下落到融化层下时缓慢融化。
- (5) WSM 6 方案包括了霰及相关的物理过程，这些过程和 Lin 方案比较接近，但在增长的算和一些参数的选择上有所不同。
- (6) Eta 格点尺度云和降水方案这个方案改变了模式中水汽和冷凝物的平流输送。在雪、霰或者冰雨形成中，它可以提取局地云水、雨、云冰和冰水密度变化的第一猜测信息。这样能够快速调整微物理过程，以适应大时间积分步长。
- (7) Thompson 方案包括 6 种水物质。该方案易报大雪和霰的总量，报小出流区的含冰量，难准确预报冻雨。

#### 4.1.4.2 积云对流参数化方案

- (1) 新 Kain—Fritsch 方案(KainandFritseh, 1990, 1993)使用一个包含湿上升和下沉气流的简单云模式，包含卷出和卷入作用和相对简单的微物理过程。
- (2) Betts—Miller—Janjic 方案，从 Betts — Miller 对流调整方案发展而来。
- (3) Grell — Devenyi 集合方案，该方案在每个格点上运行多个积云对流参数化方案和变量，对结果做一个平均反馈给模式。

#### 4.1.4.3 模式的其他物理方案

陆面模式(LSM)根据近地标层方案(Surface Layer Scheme)提供的大气信息，辐射方案提供的辐射强迫，微物理过程和积云对流参数化方案提供的降水强迫，以及地面状态量和地面性质来计算陆面和海冰面的热量和水汽通量。WRF 提供的陆面模式有 5 层热扰动方案，行星边界层过程用于表示整个大气柱内(不仅仅是边界层)由于涡动输送引起的垂直方向次网格尺度通量。主要有:MRF 方案，YSU 方案，MYJ 方案。

## 4.2 模式试验设计

- (1) 采用时间间隔为 6h,分辨率为  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  的 NCEP/NCAR 全球客观分析再资料为背景



场。

(2) 模式采用两重网格双向嵌套方案，模式区域中心定为 ( $112^{\circ} \text{ E}$ ,  $34^{\circ} \text{ N}$ )，其中粗网格的格距为 30km,格点数是  $151 \times 161$ ；细网格的格距为 10km,格点数是  $187 \times 193$ ，垂直分层 30 层，模式顶为 100hPa。

(3) WRF 使用 Lin 方案微物理过程，Grell-Devenyi 集合积云参数化方案，RRTM 长波辐射方案和 Dudhia 短波辐射方案，Monin — Obukhov 近地面层方案, Noah 陆面过程，YSU 边界层方案。

(4) 模拟时间从 2009 年 6 月 3 日 08 时 BTS 至 6 月 4 日 08 时 BTS，采用 30s 的时间步长，每一小时输出一积分结果。共有 24 个时次的高时空分辨率的模式输出量。模式输出资料是中尺度模式 WRF 进行过程模拟所产生的温、压、湿、风等基本要素，等压面高度分别取 100hPa, 150hPa, 200hPa, 250hPa, 300hPa, 350hPa, 350hPa, 400hPa, 450hPa, 500hPa, 550hPa, 600hPa, 650hPa, 700hPa, 750hPa, 800hPa, 850hPa, 900hPa, 950hPa, 1000hPa 共 19 层。

### 4.3 数值结果检验

为了确保模式结果的合理性，以便在后文中运用模拟结果对这次强对流天气的发生、发展机制进行研究，本节对模拟结果进行检验。

#### 4.3.1 降水模拟结果对比分析

图为 3 日 08 时~4 日 20 时 24 小时实况（图 4.2a）和模拟（图 4.2b）降水图，由降水实况图可见，降水区基本呈东西走向，两个大值中心分别位于商丘和徐州附近，这次飚线过程主要以冰雹为主，降水量不是很大。模拟降水比实况略小，但是模拟的降水区，走向基本与实况相符，并且模拟图上两个相对较强的降水中心的位置也与实况相一致。从整体上来看，WRF 中尺度非静力模式对本次降水的预报是成功的。

图 4.2 2009 年 6 月 3 日 08 时~04 日 08 时 24 小时累计降水（单位：mm）

(a) 实况 (b) 模拟

### 4.3.2 高低空环流形式

分析模式输出的高度场，高度场的模拟结果基本再现了高度场，(图 4.3)、(图 4.4)、分别给出了模拟和实况的 200hPa, 500hPa 2009 年 6 月 3 日 14 时、20 时的高度场，比较发现，都有很好的模拟的效果。(图 4.3a,c) 显示了模拟的 200hPa 环流形式与西风急流的强度与位置，商丘位于槽后西北气流中，在高空急流入口处略偏南的位置，急流下方强垂直风切边的环境风能提供对流发展的动能，并有利于对流云顶质量辐散的增强和上升气流的维持，为强对流的发生提供有利的条件，这也与和客观分析的非常相近(图 4.3b,d)。模拟的 500 hPa 高度场(图 4.4a,c)，模式对槽线的模拟，与实况(图 4.4b,d)基本相同，14 时和 20 时冷空气沿西北气流迅速下滑，自北向南影响商丘地区，温度场也与客观分析相近。

相对于高度场，风场能更直观地反映出冷空气的移动和水汽的来源，对强对流区域中小尺度系统的描述也更直观，因此我们对模拟出的风场与实况场进行分析比较。(图 4.5a)和(图 4.5c)为模式输出的 2009 年 6 月 3 日 14 时和 20 时 850hPa 的风场和温度场，14 时主要影响系统为商丘北部的切边线，20 时切边线略有南压，有利于该区域产生强烈上升运动，与实况场(图 4.5d)进行比较可以看出，与实况相比，模拟场在风速虽然有一些差别，但是切变线、风向的变化和空间位置极其吻合，因此 850hPa 风场的模拟结果具有较高的可信度。并且 14 时商丘 850hPa 模拟的温度场和 500hPa 模拟的温度场(图 4.4c)温度差大于 34K，上冷下暖的不稳定层结有利于强对流的发生，这与第二章利用实况资料分析得出的结论相一致。

图 4.3 200hPa 高度场(实线, 单位: gpm)和高空急流(阴影区, 水平风速大于 30m/s)

(a)2009 年 6 月 3 日 14 时模拟结果 (b) 2009 年 6 月 3 日 14 时实况  
(c)2009 年 6 月 3 日 20 时模拟结果 (d) 2009 年 6 月 3 日 20 时实况

图 4.4 500hPa 高度场(实线, 单位: gpm)和温度场(虚线, 单位: K)

(a)2009 年 6 月 3 日 14 时模拟结果 (b) 2009 年 6 月 3 日 14 时实况  
(c)2009 年 6 月 3 日 20 时模拟结果 (d) 2009 年 6 月 3 日 20 时实况

图 4.5 850hPa 温度场 (实线, 单位: K) 和风场 (矢量箭头, 单位: m/s)

(a)2009 年 6 月 3 日 14 时模拟结果 (b) 2009 年 6 月 3 日 14 时实况

(c)2009 年 6 月 3 日 20 时模拟结果 (d) 2009 年 6 月 3 日 20 时实况

### 4.3.3 地面中尺度辐合

国内外对于边界层辐合线与强对流之间的关系都有较多的研究。这些研究表明了大多数的风暴起源于边界层辐合线附近,尤其是在两边界层辐合线的相交处,边界层的风场在强对流系统的演变中起了非常大的作用,飊线前沿的强对流带总是与低层中尺度气流汇合线或切边线相伴,(图 4.6a)为模拟 21 时地面 10m 风场,模拟场中商丘附近有地面的气流汇合线,汇合线的北侧为东北气流。偏南侧为西南气流,汇合线附近有强的辐合,辐合的中心强度达到 $-0.7 \times 10^{-3} s^{-1}$ (图 4.6b)在商丘的后部出现中尺度雷暴高压的辐散区,对应的辐散中心强度为 $0.2 \times 10^{-3} s^{-1}$ 。这次模拟结果显示明显的中 $\beta$ 尺度结构特征,飊线发生带区域有明显的低层气流汇合和切变线,切变线在强对流天气系统发生演变过程中起着很大的作用,边界层辐合线的监测和特征的识别,对演示强对流天气的发生、发展和消亡非常的关键。

图 4.6 模式输出的 6 月 3 日 21 时地面 10m 风场和散度

(a) 风场 (b) 散度(单位:  $10^{-3} s^{-1}$ )

### 4.3.4 垂直速度场的模拟结果分析

垂直上升运动使大气中的能量转换得以实现,同时大气的水汽凝结和降雨过程与大气的上升运动有密切联系,垂直运动会引起水汽的、热量、能量、涡度等的垂直输送,对天气系统的发生发展有很大的影响。(图 4.7)为模拟的强对流区( $34.2^{\circ} N, 115.5^{\circ} E$ )垂直速度的时间高度剖面图,从图中可以看出,6 月 3 日强对流发生前的 18—20 时,对流层基本上没有上升气流,从 20 时开始出现上升气流,并迅速的传到中高层,这段时间也是实况的飊线的发展和成熟时段,同样也可以看出 21 时模拟的垂直速度的最大速度出现在 750hPa

附近，最大值达到  $1.2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，400hPa 附近也有一个大值中心，为  $0.8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，这个时候，飊线商丘地区发展为最强，对商丘造成了重大的影响。随后，上升速度迅速减弱，到 22 时，对流层基本上被下层气流所代替，飊线天气随之结束。从垂直速度场的模拟来看，这次模拟比较好的再现了 18 时至 24 时飊线的演变过程，模拟垂直速度的变化情况基本上与实况飊线的发生、发展、消亡的时间相对应。

综合以上分析，我们认为本次模拟试验队 6 月 3 日 24 小时降水、高低空环流形式、风场和温度场变化、主要影响系统的移动路径和移动速度都有比较成功的模拟，同时通过对地面中尺度辐合和垂直速度场的模拟，可以发现这次模拟比较好的再现了飊线的演变过程，模拟场的变化情况基本上与实况飊线的发生、发展、消亡的时间相对应。因此，我们可以把模拟输出的高时、高分辨的动力学和热力学协调一致的资料看作实际天气状况的仿真，利用这些资料来研究此次中尺度对流系统发展演变过程。

图 4.7 商丘地区 ( $34.2^\circ \text{ N}$ ,  $115.5^\circ \text{ E}$ ) 垂直速度的时间—高度垂直剖面图  
(单位:  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ )

## 4.4 模拟结果诊断分析

### 4.4.1 水汽条件

水汽、位势不稳定和上升运动是强对流发生系统发生的基本条件（即水汽条件，能量和触发条件）。2009 年 6 月 3 日 20 时的温度露点差（图 4.8a）500hPa 商丘地区处于干区中，在中高层存在一个  $18^\circ\text{C}$  的干中心，在低层的 700hPa 附近，强对流发生的区域正好位于干湿区交界中的露点锋区，这种露点锋区是强对流天气的一种触发机制<sup>[51]</sup>。随着时间推移（图略），高空 500hPa 越来越干，而低层相对加湿，这种干湿分布有利于冰雹天气的发生。

相对湿度同样存在了上干下湿的垂直分布的结构（图 4.8），商丘附近底层的相对湿度基本  $\geq 50\%$ ，700hPa 相对湿度存在 90% 的大值中心，而在 700hPa 以上的中高层空气相对湿

度大部分小于 50%在 33.5~34.5° N,500hpa 以上有干中心,相对湿度小于 30%.

由此可见,由本次模拟所得的水汽条件与暴雨相比条件不是很好,但是实况天气这次降水过程主要以降雹为主,降雹的湿度条件要求不高,普通湿度,即不足饱和,也不足干燥即为降雹最佳湿度条件,所以这次模拟的结果相对于实况还是比较符合的。并且模拟结果显示本次过程水汽分布上干下湿,这种分布条件不仅造成大气层结不稳定,而且高层的干空气平流起着抑制对流发展和阻止不稳定能量逸散的作用,有利于能量的积累和不稳定度的不断加强。随着处于近地面的低层湿热空气的增温、增湿、降压,层结愈来愈不稳定。此时一旦受到外力的冲击,垂直对流就会迅猛地发展起来。

图 4.8 6月3日20时沿34° N垂直剖面图

(a)  $T - T_d$  (b)相对湿度

#### 4.4.2 对流不稳定性

飊线的形成需要大量的不稳定能量的聚集,  $k$  指数是用于表达气团不稳定程度的参数,其表达式为:

$$K=(T_{850}-T_{500})+T_{d850}-(T-T_d)700$$

第一项表示温度直减率,第二项表示底层水汽条件,第三项表示中层饱和程度<sup>[52]</sup>。

可见所以  $K$  指数即考虑了垂直温度梯度,又考虑了底层的水汽,还间接表示了湿层的厚度,所以  $k$  指数能够反映大气的层结稳定情况,一般  $k$  值愈大层结愈不稳定。(图 4.9) 中直线表示的是模拟的  $k$  指数数虽时间变化的情况。18 时  $k$  指数已经达到了 39° 以上,满足了对流不稳定的条件,由此也可以看反应不稳定状态的稳定度指数在强对流发生之前已经有明显的反应,可以作为较好的强对流预报指标。到了 20 时雷暴发生,之后  $k$  指数在对流发生期间始终是呈不稳定分布,到了 21 点,飊线在商丘境内发生到最强,  $k$  指数也达到了最大值近 41°,随后,随着对流天气的做不减弱,能量释放,  $K$  指数的值也有所减小,但是还是大于 35°,强对流继续维持,  $K$  指数随时间的变化已经表示商丘地区的层结是有利于强对流的产生和维持的。

假相当位温  $\theta_{se}$  是在大气的干、湿绝热过程中都守恒的一个重要特征参数,  $\theta_{se}$  垂直分布可以反映大气的对流性不稳定。(图 4.9) 虚线表示的是 500hPa 和 850hPa 之间的  $\theta_{se}$  差值随时间的变化, 有研究指出<sup>[53]</sup> 大气对流不稳定性  $\Delta\theta_{se500-850}$  的负值中心最容易产生雷暴大风。从图中可以看出在飚线发生前商丘 (34.5° N, 116° E) 已经处于  $\Delta\theta_{se500-850}$  的负值区, 这是因为其上空东北冷涡后部横槽引导高层冷空气南下, 盛行明显的冷平流, 加强了河南北中部上冷下暖的对流不稳定层结, 高空冷平流冲击低空暖湿空气区, 激发中尺度对流系统飚线形成, 产生强对流天气。表示商丘地区的中低层已经处于层结不稳定状态, 在之后飚线发生期间对流不稳定性一直保持为负值, 之后随着飚线移出商丘境内,  $\Delta\theta_{se500-850}$  的值也将逐渐增加。

图 4.9 2009 年 6 月 3 日模拟的商丘 (34.5° N 116° E) 对流参数随时间的变化

### 4.4.3 触发机制分析

#### 4.4.3.1 动力结构模拟分析

3 日 20 时, 河南开封, 商丘等地飚线开始产生, 过 34.2° N, 116.1° E, 分别沿纬向, 经向做涡度的垂直剖面图 (图 4.10a、4.10b), 从图中涡度的水平分布范围看, 正涡度的水平分布范围很窄, 只有 30km-50km, 是一个中  $\beta$  尺度正涡度系统。此次强对流天气的发生发展是由于对流不稳定的大气层结与近地层的辐合线共同作用, 天气背景相当有利, 从地面到 500hPa 的天气形势的配置都有利于强对流的发生。从涡度的垂直分布来看, 500hPa 中心值为  $-16 \times 10^{-5} s^{-1}$  的负涡度区, 存在辐散运动。正涡度出主要集中在飚线发生区域的对流层下层, 900hPa 的正涡度达到  $60 \times 10^{-5} s^{-1}$ , 在正涡度的北侧和东侧有负涡度区, 但其最大值远小于正涡度的最大值, 表明该地区有明显的辐合上升运动。边界层强烈辐合抬升是

对流不稳定能量释放的原因之一。

图 4.10 2009 年 6 月 3 日 20 时沿 (34.2° N, 116.1° E) 涡度垂直剖面图

(a) 纬向; (b) 经向

#### 4.4.3.2 干侵入对飑线发展的作用

以往的研究指出,影响对流发展最重要的因子是中层干空气和垂直风的切边。干侵入是源于对流层高层下沉至低层的高位涡低湿空气,它在气旋爆发性发展、暴雨增幅、位势不稳定增强、中气旋的发生发展等方面起重要的促进作用,有利于龙卷、飑线的形成发展<sup>[54]</sup>。一般把来自对流层中上层的以低相对湿度和高位涡表征的干燥下沉为“干侵入”。

位势涡度(简称位涡 Potential vorticity),是一个反映大气和热力特征的物理量。大气中大暴雨的发生、发展与低空急流合、垂直运动的急速发展有关,并常伴有垂直涡度的急剧增大而研究气旋性涡度的发展机制是研究暴雨发生发展的一个重要。位涡就成为暴雨诊断和预报的一个重要物理量。位涡是由 Rossby(1940)提出的,1942年, Ertel 提出广义位涡的概念,即:

$$PV = \alpha \bar{\zeta}_a \nabla \theta$$

可见位涡(PV),是绝对涡度与静力稳定度的点乘,因而是一个既包含热力因子,又包含动力因子的物理量,式中 $\theta$ 为位温, $\alpha$ 为比容。位涡在绝热、无摩擦的干空气中具有严格的守恒性。

等压位涡的计算公式为:

$$PV = -g(f \bar{k} + \nabla_p \times \bar{V}) \cdot \nabla_p \theta$$

本文利用干位涡(PV)和假相当位温 $\theta_{se}$ 表示干冷和暖湿空气,沿34.2° N的PV的垂直分布演变表明,500hPa存在高PV中心与东北冷涡的位置相对应,并且19时116° E—117° E附近出现了高PV柱至高层向下侵入传至边界层,0.3PVU(1PVU= $10^{-6} m^{-2} \cdot k \cdot s^{-1} \cdot kg^{-1}$ )的等值线到达750hPa。(图4.11),伴随的750hPa $\theta_{se}$ 为336K。20时(图略)这支高PU柱继续向

东下传低层,同时低层存在较高的 $\theta_{se}$ 值区,向下传播的干冷空气正好叠加在底层高 $\theta_{se}$ 暖湿气流上,触发了强对流的发生。从图可以看出在500hPa上有干舌存在,与之相对应的是一个稳定层结( $\partial\theta/\partial z$ ),该层结暂时将低空湿层与高空干层分开,使风暴发展所需的静力能量得以积累。

图4.11 2009年6月3日19时沿34.2° N的干位涡PV (实线, 单位:PVU  
 $1PVU=10^{-6} m^{-2} \cdot k \cdot s^{-1} \cdot kg^{-1}$ ) 和假相当位温线 (虚线, 单位: K) 垂直剖面

#### 4.4.3.3 湿位涡分析

P坐标下湿涡守恒方程为<sup>[55]</sup>:

$$M_{PV} = -g(\xi_p + f) \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} + g \left( \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial y} \right) = const$$

将其写成分量形式, 有:

$$M_{PV1} = -g(\xi_p + f) \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p}$$

$$M_{PV2} = g \left( \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial y} \right)$$

$M_{PV1}$ 是湿位涡的垂直分量(正压项),  $M_{PV2}$ 是湿位涡的水平风量(斜压项),  $M_{PV1}$ 比 $M_{PV2}$ 大一个数量级, 可以近似的认为 $M_{PV1}$ 等于 $M_{PV}$ , (图4.11)中, 750hPa以下飚线发生区域的暖湿空气与两边的冷空气形成明显的分界面,  $\theta_{se}$ 等值线与等压线基本垂直, 即

$\frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} \approx 0$ , 要求 $M_{PV1}$ 基本保持不变, ( $\xi_p + f$ )无限增大, f为常数, 导致底层气旋性涡度

$\xi_p$ 显著增大, 有利于上升运动的发展。



#### 4.4.3.4 螺旋度分析

螺旋度是一个用来衡量风暴入流气流强弱以及沿入流方向的水平涡度分量大小的参数,它最先提出是用于研究流体力学中的湍流问题<sup>[56-58]</sup>,Lilly<sup>[59]</sup>最早将螺旋度正式地引入到强对流风暴研究中。螺旋度的值越大,说明在该环境中的垂直风切变越大,就会产生水平方向上的涡管。只要沿着这一涡度方向的相对风速达到一定程度,将有利于强对流天气的发生发展,气流入流已生成的风暴内部便会倾斜上升,产生围绕垂直轴线的气旋式旋转运动,会更有利风暴的加强,引起强烈的上升运动,为强对流产生创造有利条件。

螺旋度严格的定义式为风速与涡度点积的体积分<sup>[60]</sup>:  $H = \iiint \bar{V} \bullet (\nabla \times \bar{V}) d\tau$

螺旋度的大小反映了旋转与沿旋转轴方向运动的强弱程度,其单位为  $m \bullet s^{-2}$ 。

Z 坐标系下的距地螺旋度可表示为:

$$H = \bar{V} \bullet (\nabla \times \bar{V})$$

$$H = \left( \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) u + \left( \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) v + \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) w$$

上式右端三项分别与  $x, y, z$  方向的涡度分量和风速相联系,可称之为  $x$ —螺旋度,  $y$ —螺旋度,  $z$ —螺旋度。文献<sup>[61]</sup>的研究指出,  $z$  螺旋度较之  $x$  螺旋度和  $y$  螺旋度有更为清楚和重要的意义,本文中仅讨论  $z$  螺旋度,重新定义局地螺旋度为:

$$H_k = \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) w = \xi w$$

从上式可以看出,垂直螺旋度是垂直速度与涡度的垂直分量的乘积。由于在强天气区上空有较强的上升运动( $w > 0$ ),所以若有正涡度( $\xi > 0$ ),则有正螺旋度;若有负涡度( $\xi < 0$ ),则有负螺旋度。

螺旋度反应了大气的动力场特征,与热力场相配合能反映出强天气区的位置。旋转性和上升运动是对流系统的共同特征,而螺旋度把这两个特征综合在一起。边界层流体、湍流、台风、强对流等都有较强的螺旋结构,研究表明,螺旋度对雷暴、龙卷、大范围暴雨、

冰雹等天气的发生有一定的指示作用。近年来螺旋度被广泛用于天气动力学研究,特别是强对流天气预报,中小尺度暴雨、台风暴雨、沙尘暴等研究中。Davies-Jones<sup>[62]</sup>等人将螺旋度概念应用于观测研究中,证明了螺旋度可以作为一个预报强风暴的参数,对雷暴、龙卷等天气现象的预报具有一定的指示意义<sup>[63-64]</sup>。国内外的气象学者将螺旋度应用到强对流风暴的旋转发展和维持机制以及与对流天气相关的分析和预报中,并试验其在对流天气分析预报中的应用。随着螺旋度的理论研究、数值模拟和观测资料分析的逐步深入,螺旋度渐成为引入天气分析预报中的一个重要物理量。国内的气象学者也较早对螺旋度的性质、理论和应用做了很多研究。谈哲敏<sup>[65]</sup>等研究了螺旋度在边界层和锋区的动力性质,表明由于摩擦效应,边界层的螺旋度通常是正的;最大的螺旋度通常在边界层区;在某些条件下,螺旋度反映温度平流的效应,由此,螺旋度可以用于描述锋生和锋区的结构;在锋生过程中,螺旋度变化幅度随时间而增长。费世强、谈哲敏<sup>[66]</sup>利用强风暴模式成功地模拟了一次强对流风暴过程,讨论了风暴发展过程中螺旋度和超螺旋度的空间结构和时间演变特征,以及其在强风暴系统的对流发展过程中的动力学作用。螺旋度在我国的暴雨和强对流天气分析和预报中也有较广泛的应用。在暴雨分析有大量文献外,在其它方面也有广泛应用。如薛根元<sup>[67]</sup>等通过对 0505 号台风“海棠”的螺旋度分析,发现该台风的螺旋雨带在低层相对螺旋度场上反映为正的大值中心。张芳华<sup>[68]</sup>等对上海一次胞线天气过程分析发现,胞线天气发生之前 850hPa 的局地相对风暴螺旋度增大,更多的气旋性涡度转化为垂直涡度,有利于强对流天气的发生气象。

图 4.12 分别给了 6 月 3 日 16 时、20 时、23 时 500hPa 和 850hPa 模拟输出的螺旋度的分布情况,从图中可以 16 时,商丘强对流天气发生前,850hPa,螺旋度(图 4.12a)的最大负值中心(37.4° N,115° W)位于商丘的西北侧,强度为  $40 \times 10^{-5} m \cdot s^{-2}$ ;而到了 20 时(图 4.12b),螺旋度变大,中心也移到了商丘上空附近,强胞线上空的螺旋度数值达到了  $60 \times 10^{-5} m \cdot s^{-2}$ ;低空螺旋度较大的正值区反映了低层强烈的辐合,这时候强对流也在商丘区域发展为最强.23 时商丘的胞线已开始减弱,从 850hPa 螺旋度场(图 4.12c)可以看

出，螺旋度的大值区已近向商丘的东南方向移去，开始影响商丘的下游地区。

同样，高层 500hPa 螺旋度的分布情况是：16 时（图 4.12d），在商丘的西北地区（ $37.4^{\circ}\text{N}, 115^{\circ}\text{W}$ ）有螺旋度的负值区，负值中心为  $-10 \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ，20 时，500hPa 强的螺旋度的负值中心（图 4.12e） $-40 \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$  移进商丘上空，这表示商丘高层有强烈的辐散。23 时，随着强对流天气对商丘地区影响的结束，螺旋度的负值中心（图 4.12f）移到了商丘的东南方向。

图 4.12 模式输出的螺旋度水平分布（单位： $10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ ）  
850hPa（a.6 月 3 日 18 时，b.6 月 3 日 20 时，c.6 月 3 日 23 时）  
500hPa（d.6 月 3 日 18 时，e.6 月 3 日 20 时，f.6 月 3 日 23 时）

从螺旋度的垂直分布（图略）可以看出，在强对流天气的发生发展过程中，螺旋度呈明显的上正下负的形式，20 时，强对流发展为最强，螺旋度的垂直分布也最大，表示高层为辐散，底层辐合，强对流发生区域有明显的上升运动。在强对流发生前和减弱时螺旋度较小。以上的分析表明，随着高低层螺旋度自西北向东南发展，加强和移动，强对流的发生、发展亦是与之相配合的，显示了螺旋度作为一个反映动力参数的物理量，在强对流的预报中有一定的指示作用。

## 4.6 小结

本章采用非静力中尺度模式 WRF，对 2008 年 6 月 3 日发生在商丘的强对流天气进行模拟，对模拟输出的降水量、高度场、温度场、风场以及垂直速度与实况进行了对比：模式成功地模拟出 6 月 3 日商丘的对流天气，强对流区域降水量的大小与实况虽然有差别，但模拟的降水区，走向以及两个相对较强的降水中心的位置与实况基本一致。模式成功的模拟出高空急流，200hPa 和 500hPa 的高度场，850hPa 风场和切变线。同时通过模式输出的 10m 风场和散度垂直速度的时间—高度垂直剖面图可以看出飚线发生、发展、消亡的过程，这与实况的过程基本是对应的。选取对这次天气过程指示意义较强的热力、动力因子综合发现：

- (1) 通过沿  $34.^\circ \text{ N}$  的  $T-T_d$  和相对湿度图分析发现本次过程水汽分布上干下湿垂直分布的结构, 这种干湿分布有利于冰雹天气的发生。由本次模拟所得的水汽条件与暴雨相比条件不是很好, 但是实况天气这次降水过程主要以降雹为主, 降雹的湿度条件要求不高。
- (2) 商丘地区 K 指数在对流发生期间始终是呈不稳定分布, 飑线最强时 K 指数发展为最大, 之后飑线减弱 k 指数也开始变小, 飑线发生前商丘一直处于  $\Delta\theta_{se500-850}$  负值区, 飑线移出商丘境内,  $\Delta\theta_{se500-850}$  的值也将逐渐增加。表明对流参数随时间的变化能对强对流天气有很好的指示意义。
- (3) 涡度垂直剖面图反映强对流区域高层散, 底层辐合, 表明强对流发生区域有强烈的上升运动。
- (4) 利用干位涡 (PV) 表征的干冷空气自对流层中上层下沉与飑线的发生有密切的关系, 向下传播的干冷空气正好叠加在底层高  $\theta_{se}$  暖湿气流上, 触发了强对流的发生。而 500hPa 上有干舌的存在和与之相对应的是一个稳定层结 ( $\partial\theta/\partial z$ ), 该层结暂时将低空湿层与高空干层分开, 使风暴发展所需的静力能量得以积累。
- (5) 湿位涡分析同样可以表明飑线发生前  $\theta_{se}$  的垂直分布有利于商丘地区上升运动的发展。
- (6) 螺旋度作为一个预报强风暴的参数, 对雷暴、龙卷等天气现象的预报具有一定的指示意义, 500hPa 负的螺旋度中心和 850hPa 正的螺旋度中心的大小以及移动情况对强飑线的发生, 发展和消亡有很好的指示作用。
- (7) 通过对飑线发生过程中物理量的诊断分析, 可以发现飑线和暴雨之间物理条件的一些差异包括: 1. 飑线需要有比暴雨更大一些的触发条件才能触发天气; 2. 暴雨对水汽条件的要求比飑线大; 3. 存在明显的湿度差异, 飑线的中层空气非常干、冷, 这是由于强对流天气与高层干、冷空气活动紧密联系在一起有关, 而暴雨在 500hPa 甚至更高一些的层次以下都是相当潮湿的。

## 第五章 主要结论和工作展望

### 5.1 本文主要结论

本文对 2009 年 6 月 3 日发生在上商丘的飊线强对流天气进行分析. 首先通过利用 NCEP/NCAR 全球客观分析资料分析飊线发生前后的环流背景场, 然后通过对商丘站的多普勒雷达和卫星云顶温度 TBB 资料对此次飊线过程的发展规律进行了分析, 利用中尺度数值模式 WRF 模拟这次飊线过程, 在取得较好的模拟效果情况下, 利用模式得到的高分辨率数据集从多角度对主要影响系统的演变规律及可能的物理机制进行了进一步的诊断分析. 得到的主要结论有:

- (1) 通过环流形势的分析, 本次强对流天气的发生发展和飊线的形成是由于对流不稳定的大气层结与近地层的辐合线共同作用导致的, 在 500hPa 高度场流层中层维持稳定两槽一脊的环流形式, 深厚的低涡系统一直在我国东北部维持, 冷涡后部横槽引导高层冷空气南下, 加强了河南北、中部上冷下暖的对流不稳定层结 08 时 850hPa 有一暖式切变, 切变线近似东西向, 有利于该区域产生上升运动, 这种高空暖平流、低空冷平流的形势, 使得当日高低空气层形成巨大的温差, 商丘地区 850hPa 和 5000hPa 温差大于  $30^{\circ}\text{C}$ , 形成强的不稳定层结, 为对流的发展提供了充足的能量。
- (2) 商丘处于 200hPa 高空急流入口处略偏南的位置, 急流下方强垂直风切边的环境风能提供对流发展的动能, 并有利于对流云顶质量辐散的增强和上升气流的维持, 为强对流的发生提供有利的条件。
- (3) 利用实况资料分析了飊线发生前的物理量诊断表明: 从涡度场和散度场上可以看出飊线发生前商丘附近上空高层存在强辐散中心, 低层则有强辐合中心, 底层辐合高层辐散的配置有利于飊线发生区域垂直上升运动的发展, 由 850hPa 水汽通量散度场可以发现此次飊线过程水汽辐合是较小的, 飊线天气相比于暴雨对水汽的要求比暴雨要低很多. 热力不稳定性条件从不稳定能量、对流有效位能和 T-lnP 图说明在飊线发生前商丘已经处于不稳定状态。

- (4) CINRAD 天气雷达是监测强对流特别是与风害有关天气的有力工具。利用商丘新一代天气雷达资料(CINRAD /SB)观测到了 2009 年 6 月 3 日发生在商丘的飚线强对流天气过程的发展演变过程。从 1.5° 仰角雷达回波的反射率反射率因子演变图可以看出本次飚线系统回波 NE-SW 走向的发展旺盛的强回波带,强回波区呈“厂”字形,为与回波区前沿,移动速度快,影响剧烈。在雷达 0.5° 仰角的径向速度演变图演变图上,在飚线经过商丘上空时,强回波区对应着强的径向辐合带,同时高层负径向风明显减弱,底层负径向速度中心值迅速增大,说明高空气流迅速下沉,携带的高值动量下传,造成低空和地面风速增大,水平辐合加强,抬升低层暖湿空气。强对流天气出现前风廓线产品(VWP)低层由下而上、高层由上而下相对干区遭到破坏(即“ND”层消失),很好的反映出飚线过境时温度猛升、风向急转的特点,同时环境风场有较强的垂直风切变,有利于飚线系统的发展维持。
- (5) 利用卫星云顶温度 TBB 资料,可以看出此次飚线天气系统的强度、移动方向速度,对比云团 TBB 的演变过程和强对流天气发生的时间和落区,本次强对流天气多发生在云团移动前方 TBB 等值线密集带和 TBB 冷中心之间的区域。
- (6) 采用非静力中尺度模式 WRF,对 2008 年 6 月 3 日发生在商丘的强对流天气进行模拟,对模拟输出的降水量、高度场、温度场、风场以及垂直速度与实况进行了对比,模式成功地模拟出 6 月 3 日商丘的对流天气,强对流区域降水量的大小与实况虽然有差别,但模拟的降水区,走向以及两个相对较强的降水中心的位置与实况基本一致。模式成功的模拟出高空急流,200hPa 和 500hPa 的高度场,850hPa 风场和切变线。同时通过模式输出的 10m 风场和散度垂直速度的时间—高度垂直剖面图可以看出飚线发生、发展、消亡的过程,这与实况的过程基本是对应的。通过模拟输出的物理量场分析可以看出:沿 34.° N 的  $T-T_d$  和相对湿度图分析发现本次过程水汽分布上干下湿垂直分布的结构,这种干湿分布有利于冰雹天气的发生。强对流的发生与 K 指数和  $\theta_{se500hPa}$  和 850hPa 之间的差值密切相关,表明对流参数随时间的变化能对强对流天气有很好的指示意义。涡度垂直剖面图反映强对流区域高层散,底层辐合,表明强对流发生区域有强烈的上升运动。干侵入分析表明自对流层

中上层下沉干冷空气正好叠加在底层高 $\theta_{se}$ 暖湿气流上，触发了强对流的发生。湿位涡分析同样可以表明飊线发生前 $\theta_{se}$ 的垂直分布有利于商丘地区上升运动的发展。螺旋度作为一个预报强风暴的参数，对雷暴、龙卷等天气现象的预报具有一定的指示意义，螺旋度中心的大小以及移动情况对强飊线的发生，发展和消亡有很好的指示作用。并且通过上面物理量的分析可以看出飊线和暴雨之间物理条件的一些差异包括。

## 5.2 工作展望

- (1) 本为对飊线过程的分析还是初步的，所得的结论不一定具有普遍性，由于收集的资料不是很多，本文的工作还是初步的，有待于今后的进一步深入研究。
- (2) 飊线的发生、发展与局地的天气背景和地理特征有着密不可分的关系，因此环境因素将会影响飊线的走向，可以跟根据对飊线发生有影响的地形做一些地形敏感性试验。
- (3) 尝试改进模式的初始场，使模式能够更好的模拟出飊线的结构，并在更多的方便对飊线进行诊断分析。

综上，按照上述方向进一步研究胞线，可以更加及时准确的识别胞线，从而可以对强对流产生的严重灾害性天气进行更有效的监测和预警。

## 参 考 文 献

- [1] Maddox R A. Mesoscale convective complexes. *Bulletin of American Meteorological Society*, 1980, 61: 1374~1387.
- [2] Rutummo R., J B Kelm, and M L Weisman. A theory for strong Long-lived Squall Lines. *Journal of Atmosphere Science*, 1988, 45(3): 463-485.
- [3] Zhang D L and J M Fritsch. Numerical simulation of the meso- $\beta$  scale structure and evolution of the 1977 Johnstown Flood. Part III: Internal gravity waves and the squall line. *Journal of Atmosphere Science*, 1988, 45(7): 1252-1268.
- [4] Cram J M, R A Pielke, and W R Cotton. Numerical simulation and analysis of a prefrontal squall line. Part II: Propagation of the squall line as an internal gravity wave. *Journal of Atmosphere Science*, 1992, 49(3): 209-225.
- [5] Yang M J and R A Houze. Multicell squall-line structure as a manifestation of vertically trapped gravity waves. *Monthly Weather Review*, 1995, 123(3): 641-661.
- [6] Kawashima M. 2003: The role of gravity waves in the meso- $\beta$ -Scale cycle of Squall-line Type convective systems. *Journal of the Meteorological Society of Japan*. 2003, 81(4): 713-746.
- [7] 丁一汇, 李鸿洲, 章名立, 等. 我国飑线发生条件的研究. *大气科学*, 1982, 6 (1): 18-27.
- [8] 李鸿洲, 扈忠慈. 华北地区的飑线. 见: 强对流天气文集编辑组, 编. 强对流天气文集. 北京: 气象出版社, 1983. 91~98.
- [9] 李鸿洲. 区域地面天气图上华北飑线的特征及其邻近预报. *大气科学*, 1988, 12 (1): 42-48.
- [10] 蔡则怡, 李鸿洲, 李焕安. 华北飑线系统的结构与演变特征. *大气科学*, 1988, 12 (2): 191~199.
- [11] 王军, 周官辉, 杜滨鹤, 等. 豫北一次飑线天气过程分析[J]. *气象*, 2002, 28 (11): 37 - 41.
- [12] 王雷, 张伟红, 林伟, 等. 浙江省北部地区一次飑线天气过程分析[J]. *气象科技*, 2003, 31 (2): 97 - 100.
- [13] ZHANG D L, GAO K, PARSONS D B, et al. Numerical simulation of an intense squall line



- during 10- 11 June 1985 PRE—STORM, partI: model verification [J]. Mon Wea Rev, 1989, 117(5): 980- 994.
- [14] ZHANG D L, GAO K.Numerical simulation of an intense squall line during 10 - 11 June 1985 PRE - STORM, part I: rear inflow, surface pressure perturbations and stratiform region [J]. Mon Wea Rev, 1989.117(9): 2067- 2094.
- [15] Fovell R G,Ogura Y. Numerical simulation of a midlatitude squall line in two dimensions [ J ] . J Atmos Sci.1998 ,45 (24) :3846-3879.
- [16] 慕熙昱,党人庆,陈秋萍,等. 一次飑线过程的雷达回波分析与数值模拟[J] . 应用气象学报,2007 ,18 (1) :42-49.
- [17] 刘峰. 一次强对流天气过程的诊断分析和数值模拟[J] . 气象, 2008 ,34 (2) :18-24.
- [18] 余清平,王兴宝,陈中一. 一次飑线过程的数值模拟和动力分析[ J ] . 解放军理工大学学报( 自然科学版) ,2002 ,3 (1) :79-85.
- [19] 张入财, 陆汉城, 付伟基等. 地面资料同化的飑线数值模拟及中尺度特征分析[J].气象科学,2009, 29 (1): 39-45.
- [20] 陈业国,沈桐立, 唐文. 2007 年华南一次强飑线过程的雷达回波分析及数值模拟[J]. 暴雨灾害, 2008, 27(2):135-140.
- [21] M.Vance Mansur. Examples of the strength and weakness of the WSR-88D storm tracking products.Preprints.1993:26<sup>th</sup> national conference on radar meteorology ,144 — 247.
- [22] Arthur witt and J.T.Johnso.AN enhanced storm cell identification and tracking algorithm, preprints.1993:26<sup>th</sup> national conference on radar meteorology ,142 — 143.
- [23] J.T.Johnson ,PamelaL.Mackeen, etc.. The Storm Cell Identification and Trackingn Algorithm: An Enhanced WSR-88D Algorithm.WeatherandForecasting.1998:Voll3, 263 — 276.
- [24] 陈礼斌, 钟卓约, 050322 胞线天气的新一代多普勒雷达回波特征.广西气象, 2005, Vo1126:140 — 142.
- [25] 杨梅、尹小飞等, 利用 C 工 NRAD 璐 R298D 探测胞线天气过程[J] .气象科技, 2004,

- 32(3):195 — 197.
- [26] 杨雷、杨学强等, 朝阳地区一次胞线雷达回波演变分析 (J) .辽宁气象, 2004, 第三期:16 — 17.
- [27] 王莉萍、崔晓东等, 一次胞线天气的非常规气象资料特征分析 (J).气象, 2006, 32(10): 89 — 94.
- [28] 朱君鉴, 王令, 黄秀韶, CINRAD/sA 中气旋产品与强对流天气 (J), 气象, 31(2):38 — 43.
- [29] 郑媛媛, 俞小鼎, 鲍文中等, 一次典型超级单体风暴的多普勒天气雷达观测分析 (J), 学报, 2004, 62(3):317 — 328.
- [30] 廖玉芳, 俞小鼎等, 一次强对流系列风暴个例的多普勒天气雷达资料分析[J].应用气象学报, 2003, Vol.14, No.6:656 — 662.
- [31] 丁一汇, 高等天气学.气象出版社 2005; 315-336.
- [32] 王雷, 张伟红, 林伟, 王志武. 浙江省北部地区一次胞线天气过程分析[J]. 气象科技, 2003,(02): 97-100.
- [33] 刘建文, 郭虎, 李耀东, 等.天气分析预报物理量计算基础.北京: 气象出版社, 2005: 64-67.
- [34] 罗建英, 廖胜石, 梁岱云, 等.2005 年 3 月 22 日华南胞线的综合分析[J].气象, 2006,32(10):70-76.
- [35] 吕胜辉.一次华北胞线的观测分析[J].气象科技,2007,35(2):217-221.
- [36] 林新彬, 刘爱鸣, 冯晋勤.福建省中南部一次强胞线过程分析 [J].气象科技,2006,34(5):574-577.
- [37] 刘建文, 郭虎, 李耀东, 等.天气分析预报物理量计算基础.北京: 气象出版社, 2005: 64-67.
- [38] 俞小鼎、姚秀萍等, 新一代天气雷达原理与应用讲义 中国气象培训中性 20049 102-104.
- [39] 叶爱芬. 多普勒雷达 VWP 产品在一次大暴雨过程中的特征 [ J ]. 广东气象, 2007, 29

- (1) : 19 - 21.
- [40] 陆大春, 蒋年冲. VAD 有关产品在临近预报中的应用[J]. 应用气象学报, 2003, 14 (S1) :1562160.
- [41] 罗晓丹. 清远市一次强对流天气过程分析[J]. 广东气象, 2005, 27 (3) : 14 - 15.
- [42] 陈荣, 顾松山, 黄延刚. 一次强飑线过程的多普勒雷达特征[J]. 气象科学. 2008, (1): 20~23.
- [43] NESDIS / NOAA. The GOES Users Guide. 1983, 7~389.
- [44] 高勇, 刘开宇. 辐射亮温 TBB 在强对流天气预报中的应用. 四川气象, 2001, 78 (4): 16-20.
- [45] 钱传海, 张金等. 2003 年 4 月江西一次强对流天气过程的诊断分析. 应用气象学报 2007, 18 (4): 460-467.
- [46] 卢乃锰, 吴蓉璋. 强对流降水云团的云图特征分析. 应用气象学报, 1997, 8 (3) : 269-275.
- [47] Skamarock W.C., Klemp J.B., Dudhia J, Gill D.O., A Description of the Advanced Research WRF Version 2. Available on WRF website: <http://www.nmm.ucar.edu/wrf/users/>, 2005, 1-21, 51-63, 65-74.
- [48] 章国材. 美国 WRF 模式的进展和应用前景. 气象, 2004, 30 (8): 27-31.
- [49] 王汪. 地面资料同化方案设计. 南京信息工程大学硕士学位论文, 2007, 17-19.
- [50] 闰之辉, 邓莲堂. 微物理过程的优化及其个例预报对比试验. 奥运气象保障技术研究, 气象出版社, 北京, 2004: 84 - 89.
- [51] 吴正华, 丁一汇. 甚短期天气预报. 北京: 气象出版社, 1992. 74.
- [52] 刘建文, 郭虎, 李耀东, 等. 天气分析预报物理量计算基础. 北京: 气象出版社, 2005: 215-217.
- [53] 朱乾根, 林景瑞, 寿绍文, 等. 天气学原理 (第三版). 北京: 气象出版社, 2000: 448~449.
- [54] 于玉斌, 姚秀萍. 干侵入的研究及其应用进展[J]. 气象学报, 2003, 61 (6) : 769-798.
- [55] 赵宇, 杨晓霞, 孙兴池. 影响山东的台风暴雨天气的湿位涡诊断分析[J]. 气象, 2005,

30 (4): 15-19.

- [56] Moffat HK.on the knottedness of tangled vortex lines. J Fluid Meeh.1969.35:117~128.
- [57] Moffat HK.Some developments in the theory of turbulence.J Fluid Mech.1981.106:27~47.
- [58] J Atmos Sci.D K.The structure , energetics and propagation of rotating convective storms.PartI: Helicity and storm stabiliza J Atmos Sci. 1986.43:126 — 140
- [59] Lilly D K.The structure, energetics and propagation of rotating convective storms.PartI: Energy exchange with the mean low.J Atmos Sci.1986.43:113~125.
- [60] 陶健红, 王劲松, 冯建英. 螺旋度在一次强沙尘暴天气分析中的应用[J].中国沙漠, 2004, 24 (1): 83-87.
- [61] 杨越奎,刘玉玲,万振拴,等. “91. 7” 梅雨锋暴雨的螺旋度分析[J]. 气象学报,1994 ,52 (3) :379 – 383.
- [62] Davies-Jones,R.,et.al.Test of helicity as a forecast parameter, Preprim,16<sup>th</sup> Conf. on Severe Local Storms,ASM.1990.
- [63] Woodall G R.Qualitive forecasting of tormadic activity using storm-relative environ mental helicity. Preprint 16<sup>th</sup> conference on severe local strom.1990.311-315 .
- [64] Lazarus S M and Droegemeier K K. The influence of helicity on the stability and morphology of numerically simulated storms,Preprint. 16<sup>th</sup> conference on severe local strom..1990.311-315.
- [65] TanZhemin, WuRongsheng, 1994.Helieity dynamics of atmospheric flow[J].Adv. Atmos.Sci., 11:175~188.
- [66] Fei Shiqiang, TanZhemin, 2001.On the helicity dynamics;;of severe convective storms[J].Adv. Atoms.Sci.,18(1):67~86.
- [67] 薛根元, .诸晓明, 朱健, 2005.0505 号台风“海棠” 灾害的初步诊断研究[J].科技导报, 8:30 — 34.
- [68] 张芳华, 张涛, 周庆亮等, 2005.2004 年 7 月 12 日上海胞线天气过程分析 (J) .气象, 31(5):47~52.

论  
文  
附  
图

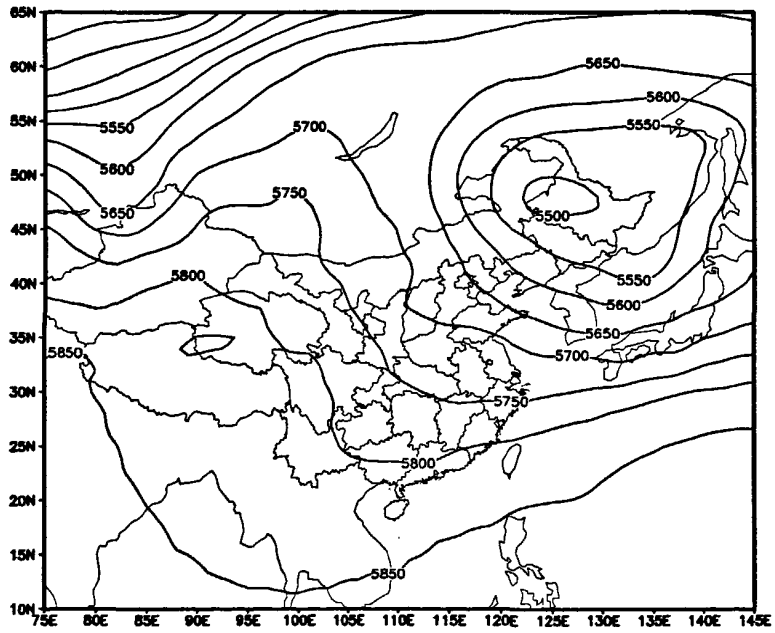
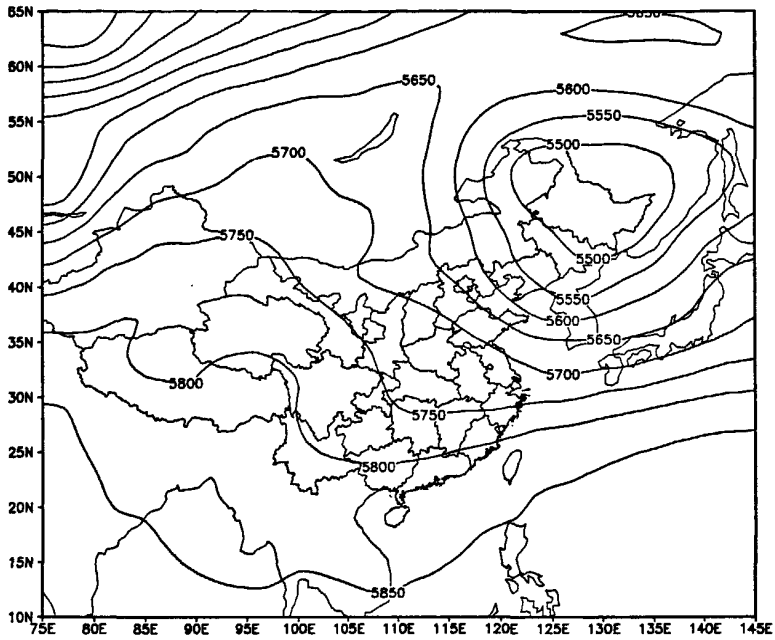


图 2.1 500hPa 高度场 (单位: gpm)

(a) 6月3日 08时; (b) 6月3日 20时

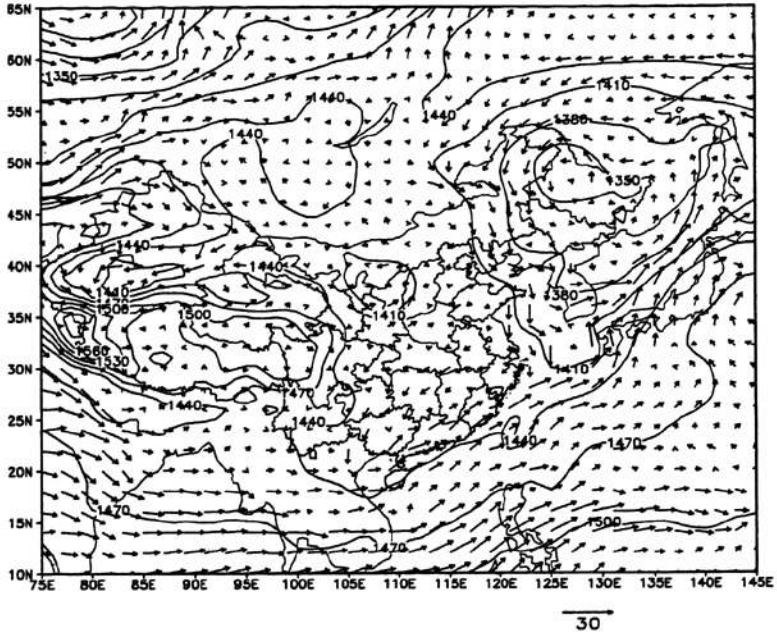


图 2.2 6月3日 08 时 850hPa 高度场 (实线, 单位: gpm) 和 风场 (矢量箭头, 单位: m/s)

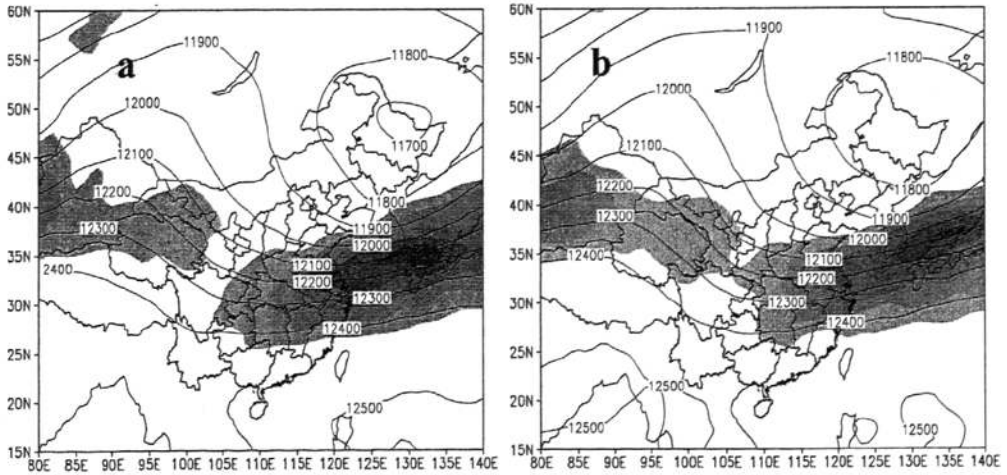


图 2.3 200hPa 高度场 (实线, 单位: gpm) 和高空急流 (阴影区)

(a) 6月3日 08 时      (b) 6月3日 14 时

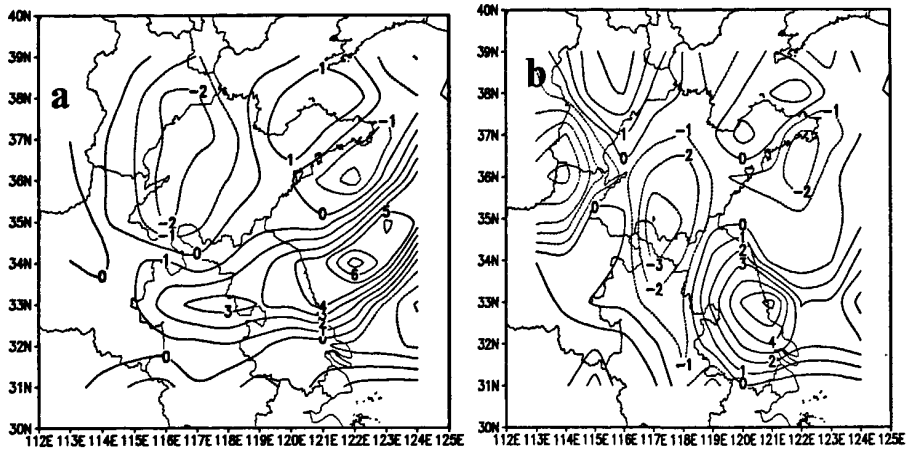


图 2.4 850hPa 水汽通量散度 (单位:  $10^{-5} g \cdot hPa^{-1} \cdot s^{-1} \cdot cm^{-2}$ )

(a) 6月3日 08时; (b) 6月3日 14时

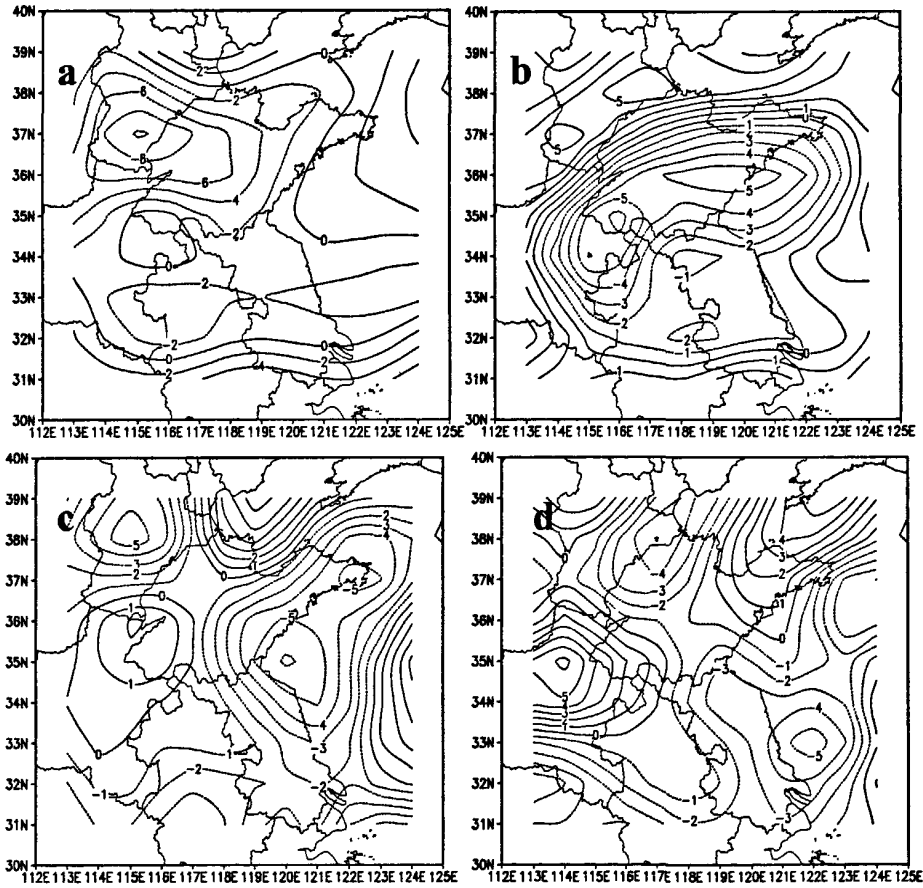


图 2.5 6月3日涡度场变化(单位:  $10^{-5} s^{-1}$ )

(a) 14时 500hPa (b) 20时 500hPa (c) 14时 850hPa (d) 14时 8500hPa



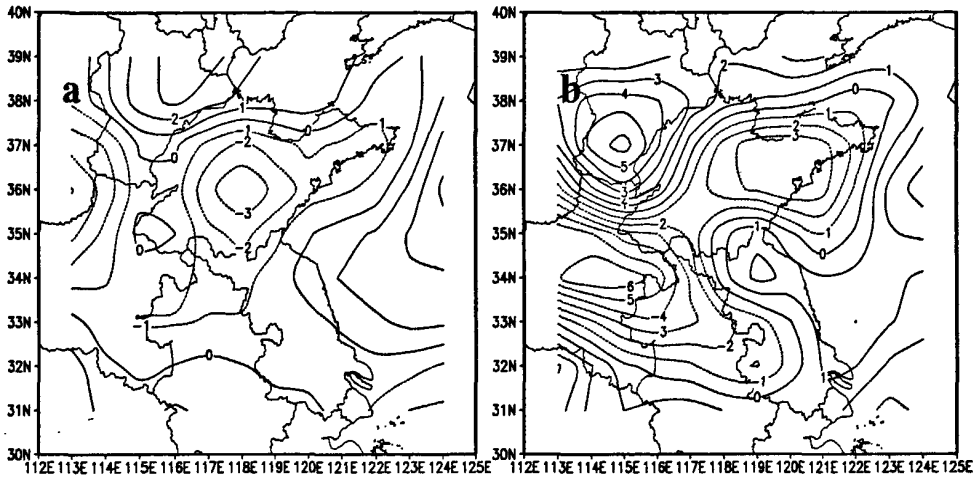


图 2.6 6月3日 925hPa 散度场 (单位:  $10^{-5} s^{-1}$ )

(a) 3日 14时 (b) 3日 20时

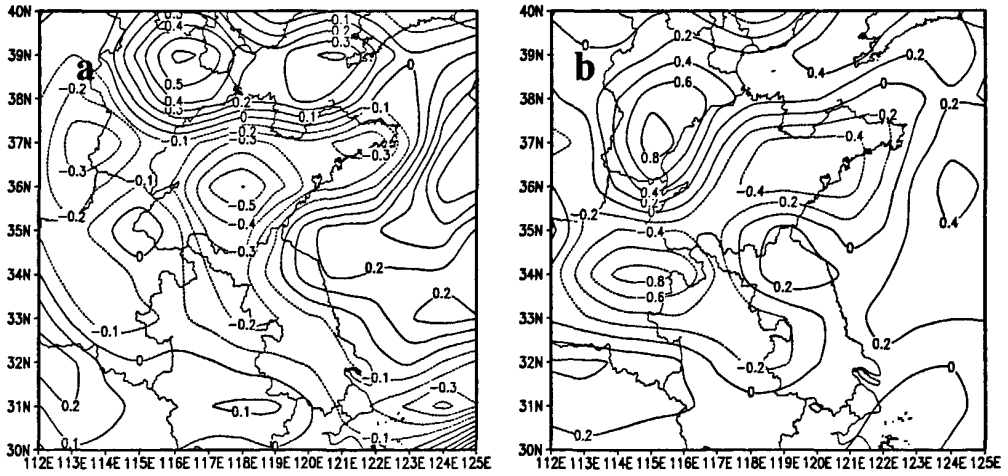


图 2.7 6月3日 850hPa 垂直速度场 (单位:  $Pa \cdot s^{-1}$ )

(a) 3日 14时 (b) 3日 20时

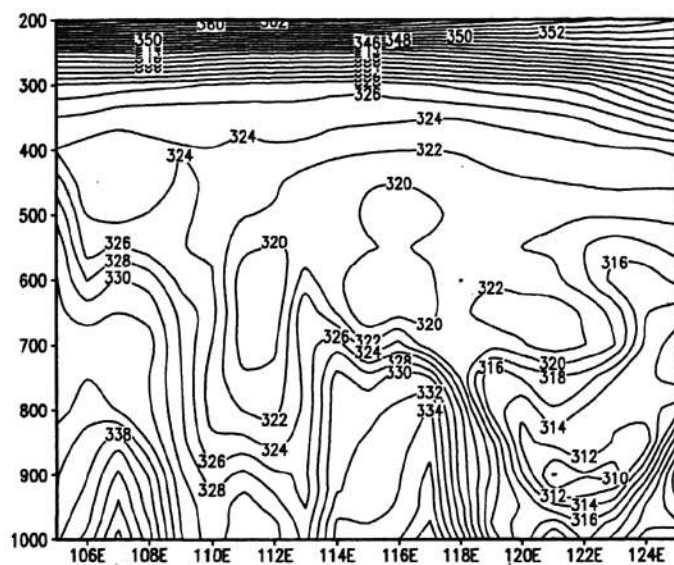


图 2.8 6月3日14时沿34°N假相当位温 $\theta_{se}$ 垂直剖面图(单位: K)

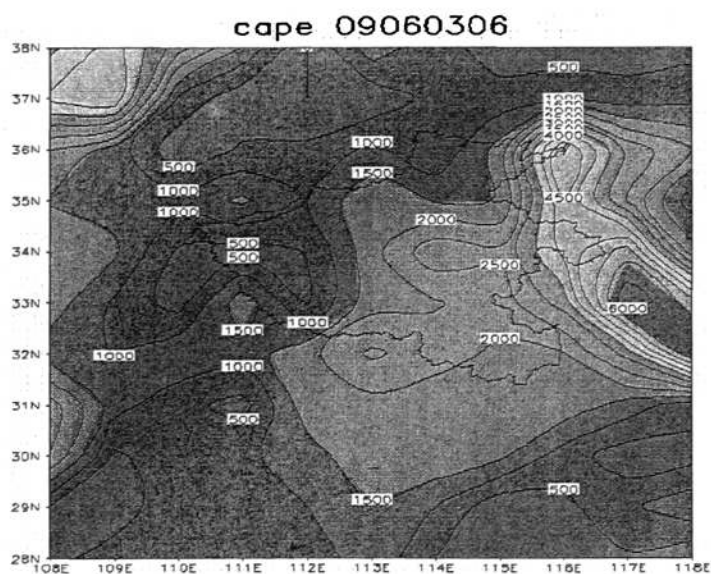


图 2.9 6月3日14时CAPE(单位:  $J \cdot kg^{-1}$ )

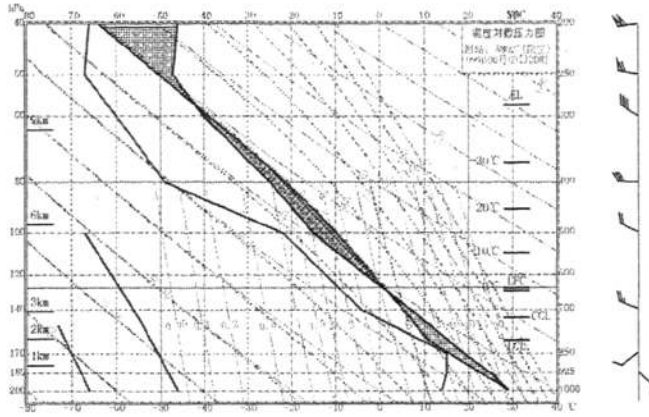


图 2.10 6月3日20时徐州探空曲线

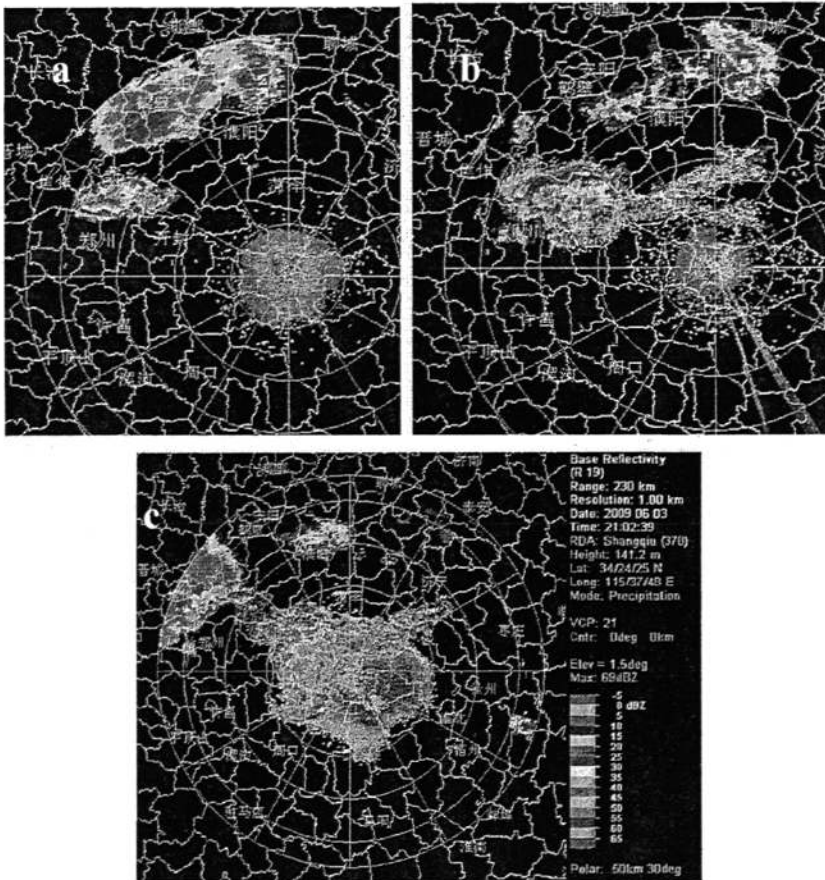


图 3.1 2009年6月3日1.5°仰角雷达回波的反射率反射率因子演变图

(a) 18:30; (b) 19:30; (c) 21:00

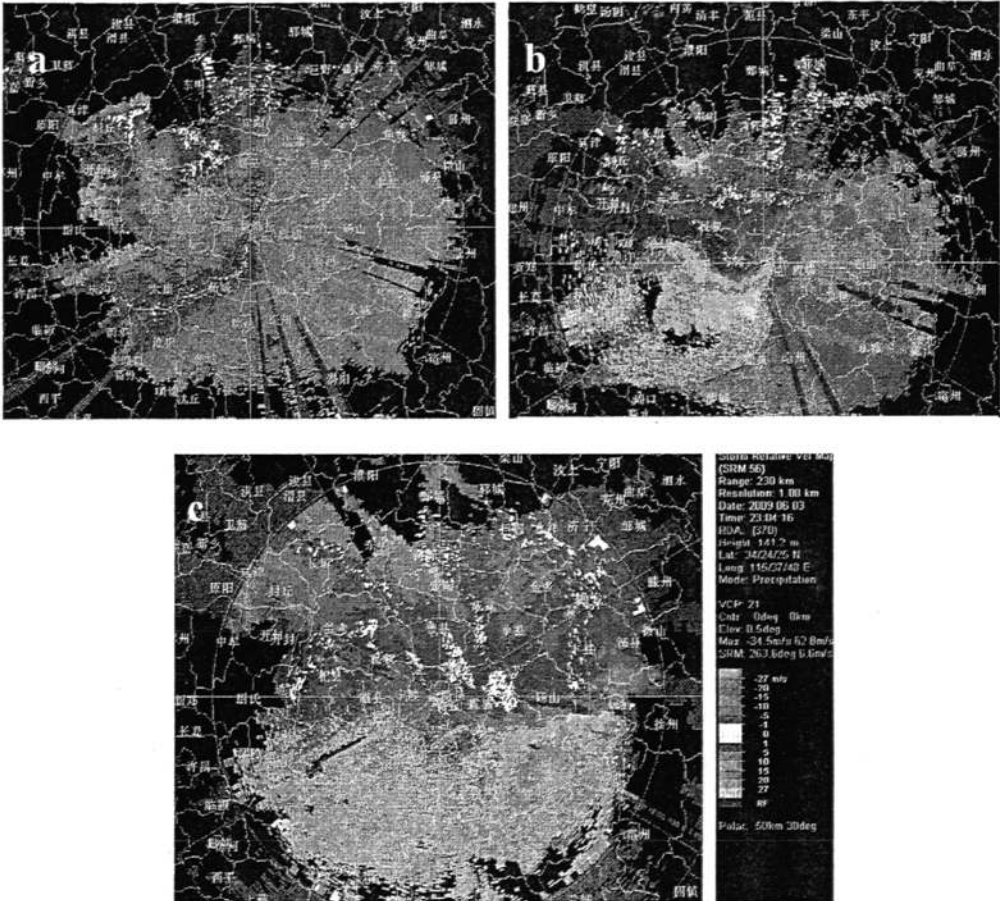


图 3.2 2009 年 6 月 3 日飊线发生过程中 0.5° 仰角径向速度演变图

(a) 20:20; (b)21:26;(c)23:043

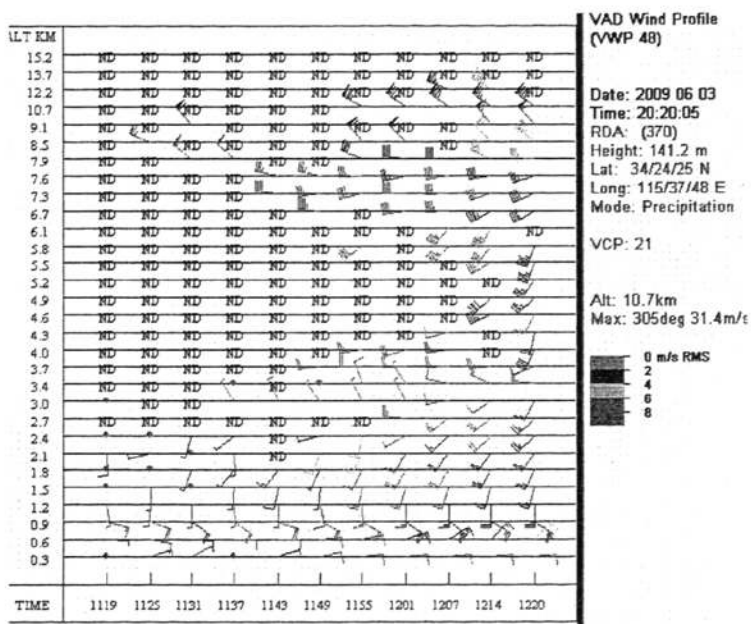


图 3.3 飊线到达商丘前风廓线产品

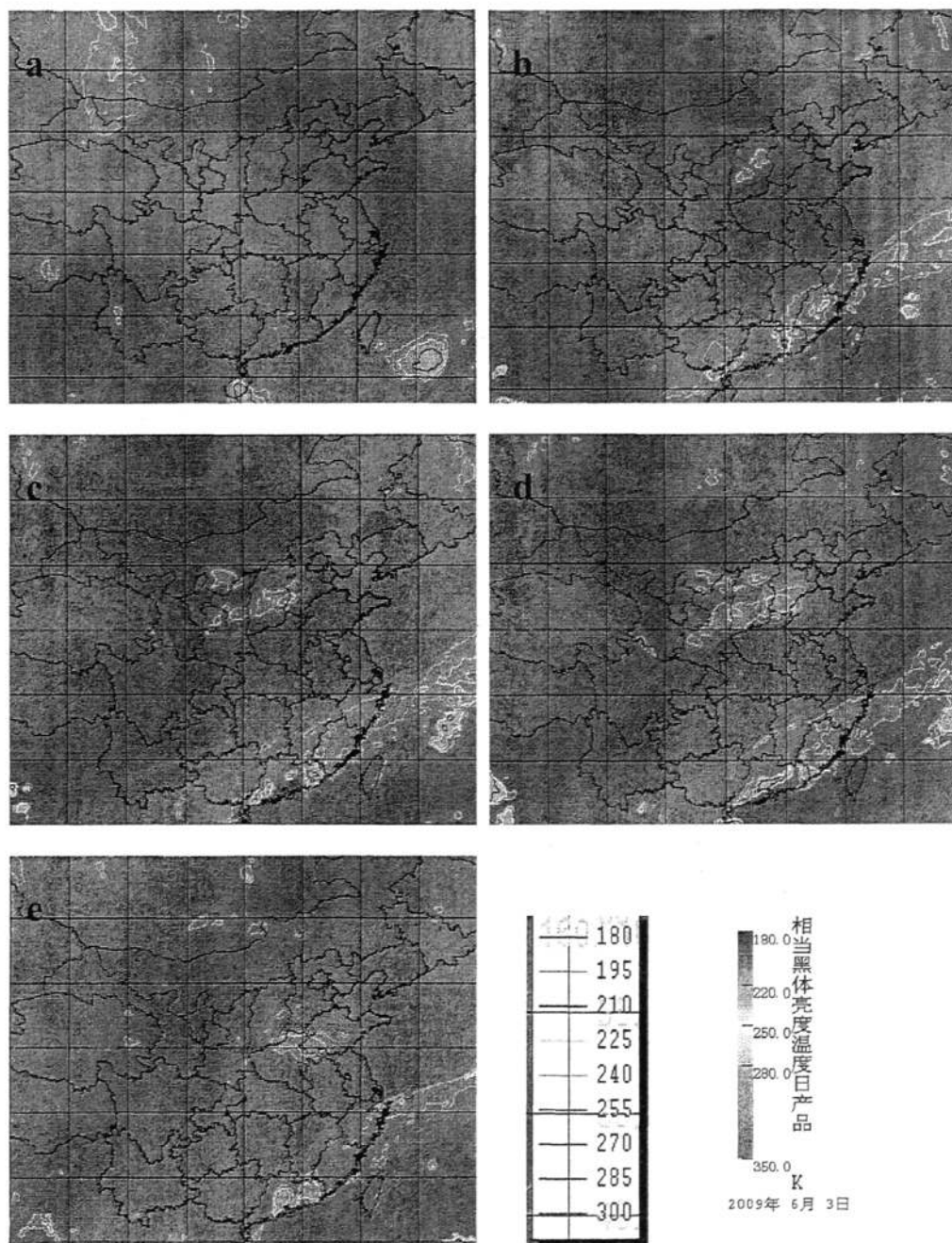


图 3.4 2009年6月3日TBB分布图

(a) 08:00; (b) 12:00; (c) 14:00; (d) 18:00; (e) 21:00

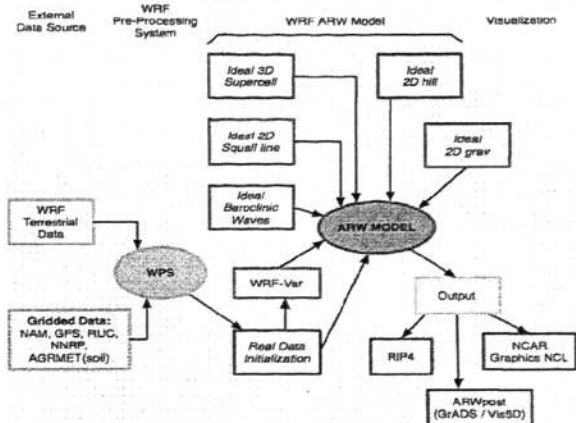


图 3.1 WRF 模式系统流程图

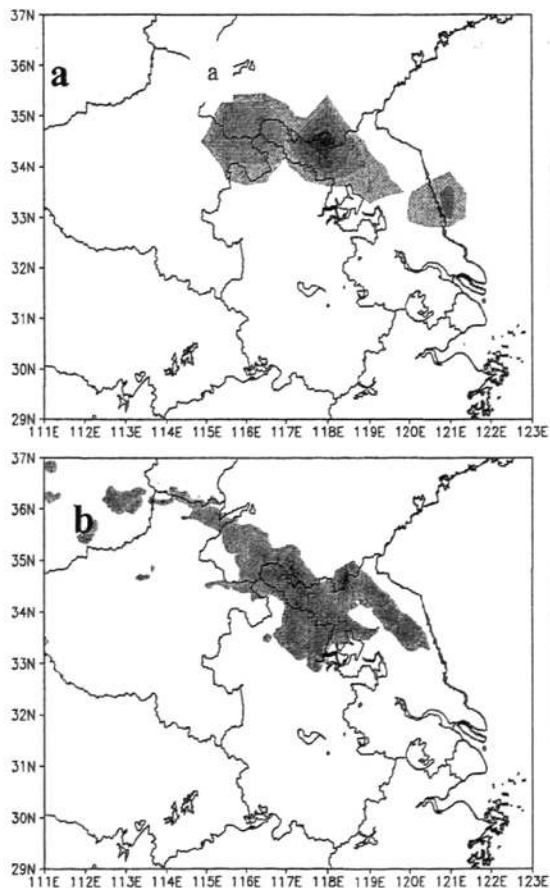


图 4.2 2009 年 6 月 3 日 08 时~04 日 08 时 24 小时累计降水 (单位: mm)

(a) 实况 (b) 模拟

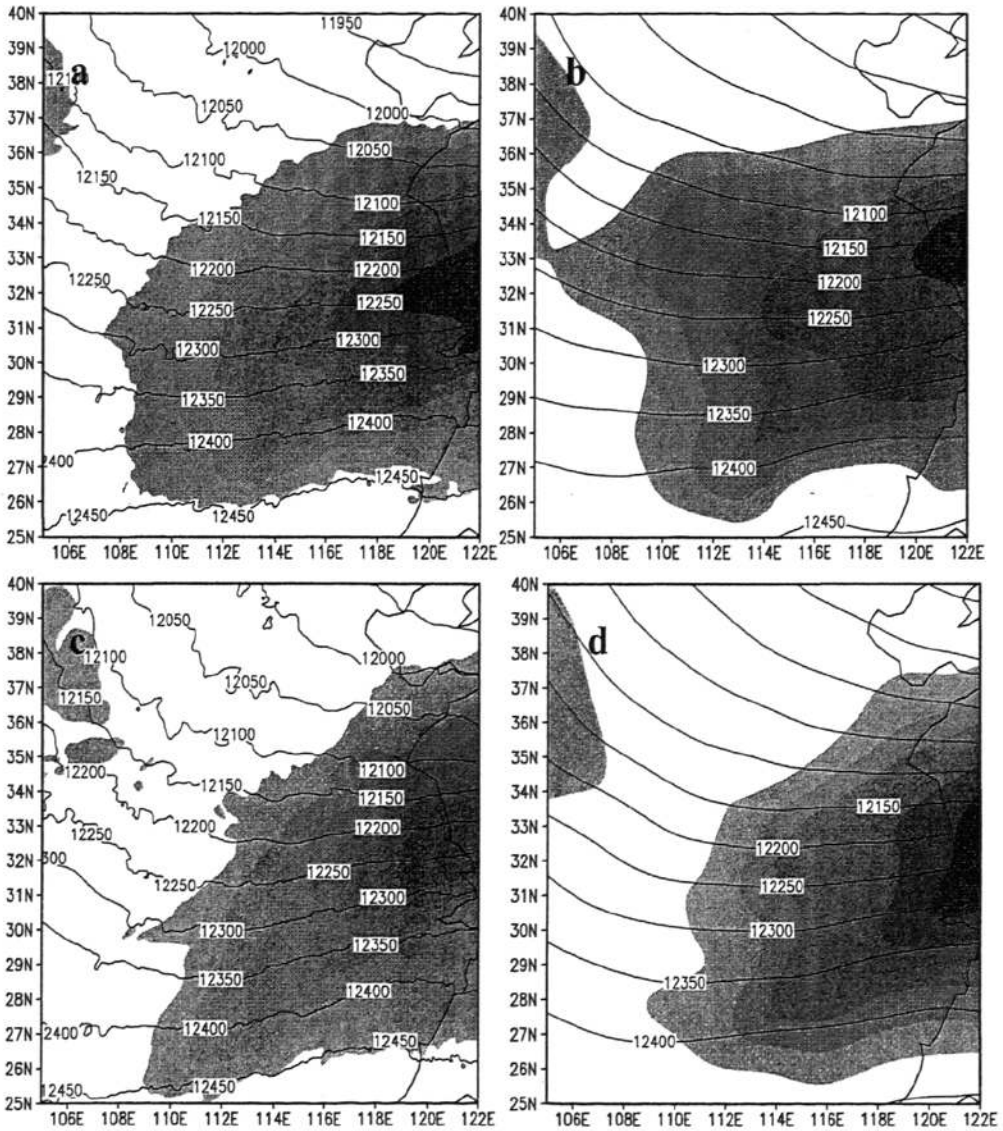


图 4.3 200hPa 高度场 (实线, 单位: gpm) 和高空急流 (阴影区, 水平风速大于 30m/s)

(a)2009 年 6 月 3 日 14 时模拟结果 (b) 2009 年 6 月 3 日 14 时实况

(c)2009 年 6 月 3 日 20 时模拟结果 (d) 2009 年 6 月 3 日 20 时实况



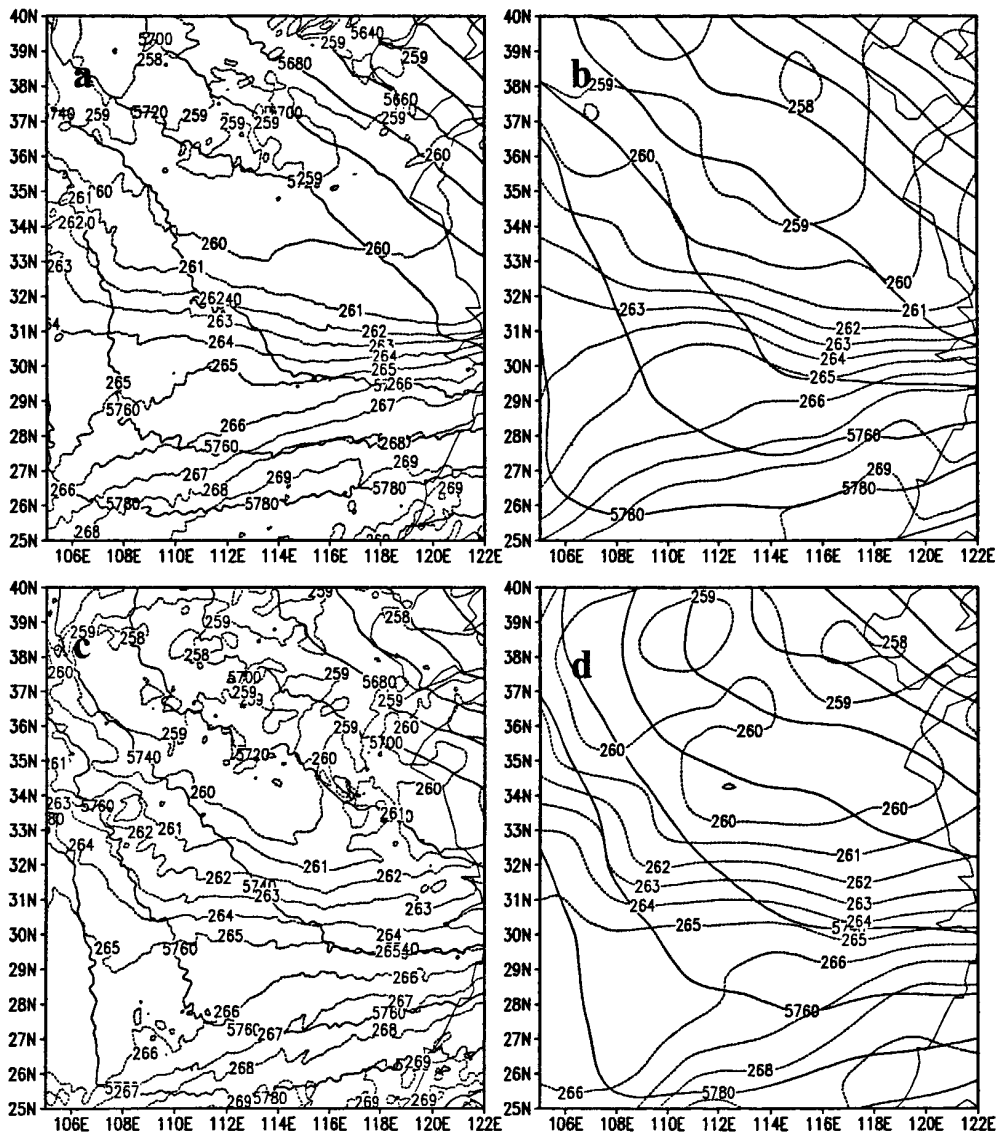


图 4.4 500hPa 高度场 (实线, 单位: gpm) 和温度场 (虚线, 单位: K)

(a)2009 年 6 月 3 日 14 时模拟结果 (b) 2009 年 6 月 3 日 14 时实况

(c)2009 年 6 月 3 日 20 时模拟结果 (d) 2009 年 6 月 3 日 20 时实况

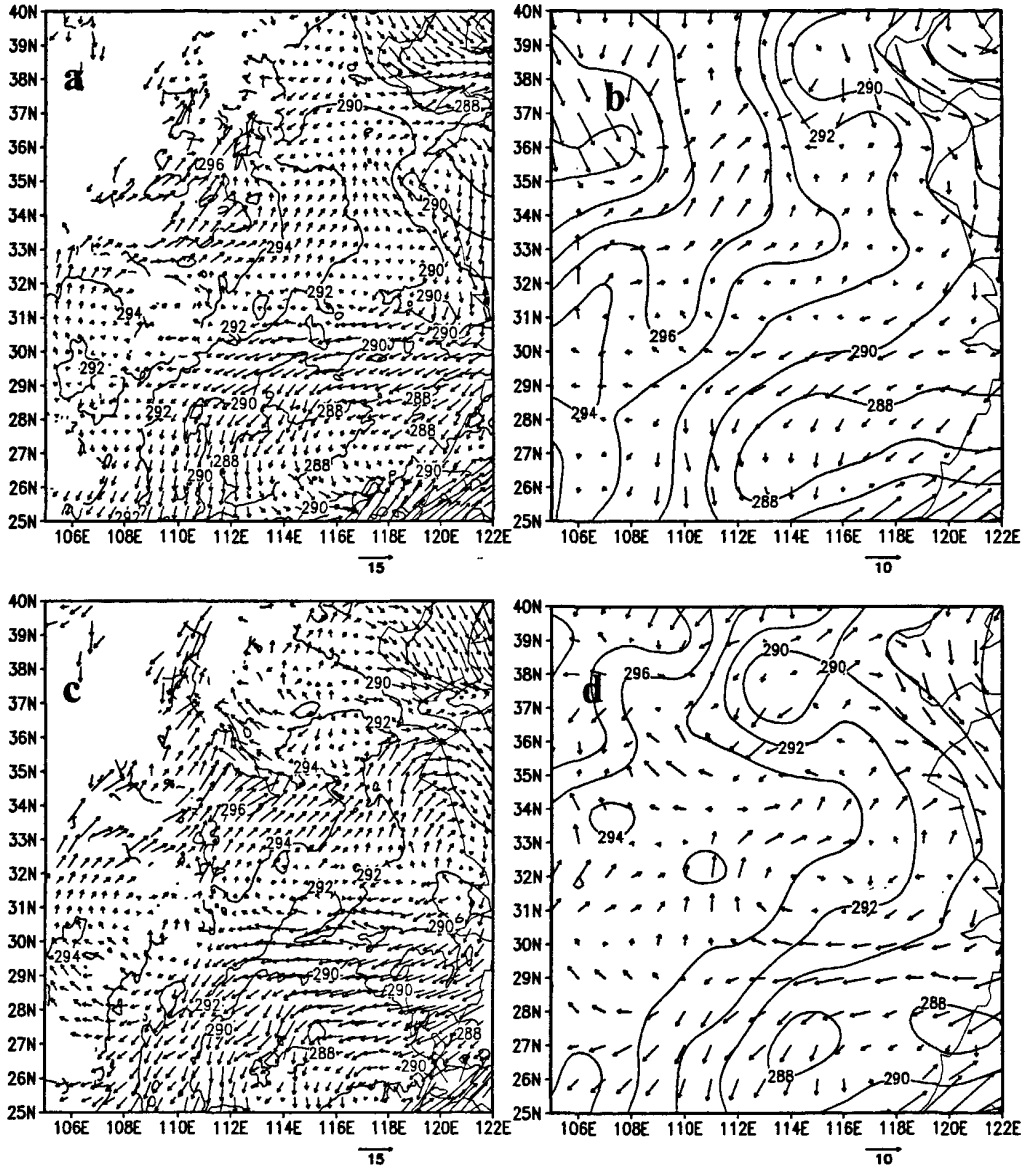


图 4.5 850hPa 温度场 (实线, 单位: K) 和风场 (矢量箭头, 单位: m/s)

(a) 2009 年 6 月 3 日 14 时模拟结果      (b) 2009 年 6 月 3 日 14 时实况

(c) 2009 年 6 月 3 日 20 时模拟结果      (d) 2009 年 6 月 3 日 20 时实况

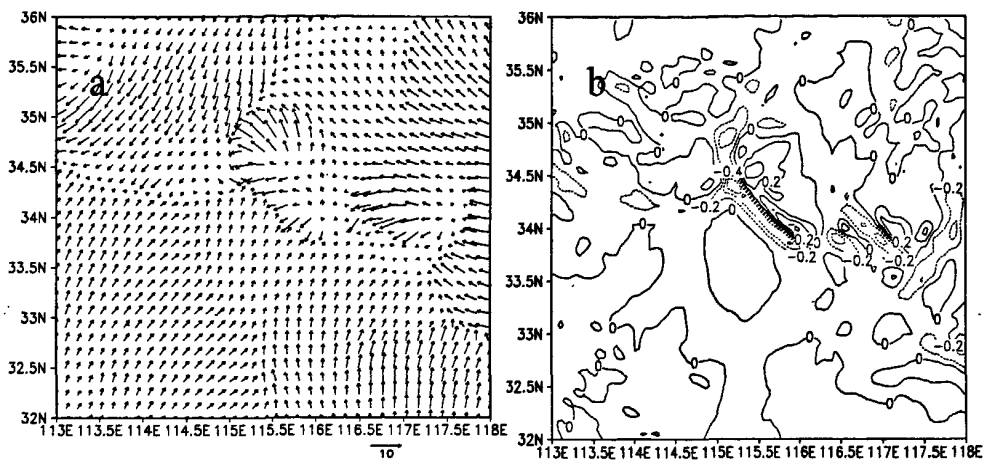
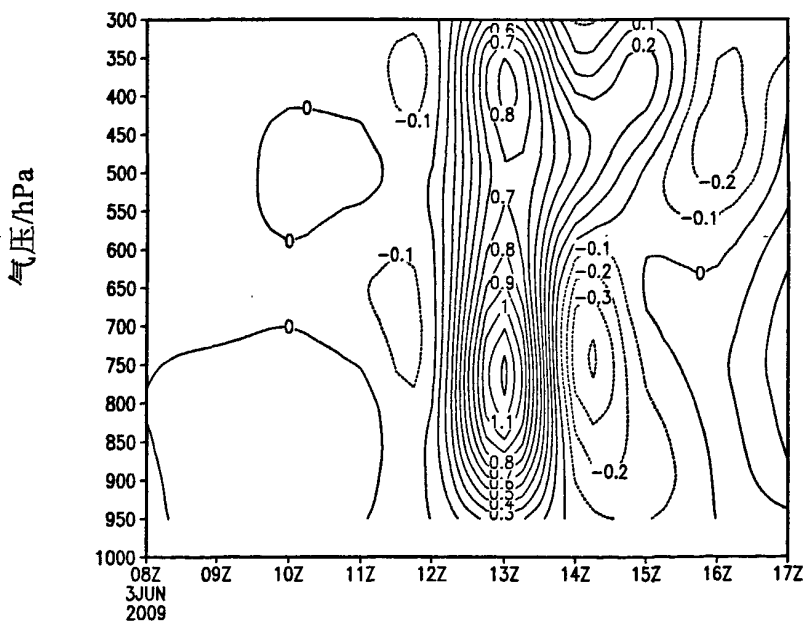


图 4.6 模式输出的 6 月 3 日 21 时地面 10m 风场和散度

(a) 风场 (b) 散度(单位:  $10^{-3} s^{-1}$ )



世界时

图 4.7 商丘地区 ( $34.2^{\circ} N$ ,  $115.5^{\circ} E$ ) 垂直速度的时间—高度垂直剖面图

(单位:  $m \cdot s^{-1}$ )

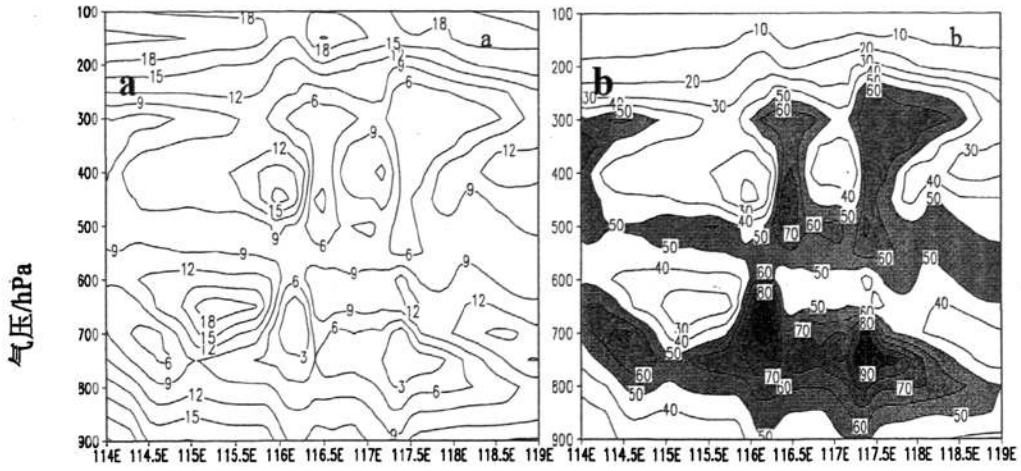


图 4.8 6月3日20时沿34°N垂直剖面图

(a)  $T - T_d$  (b)相对湿度

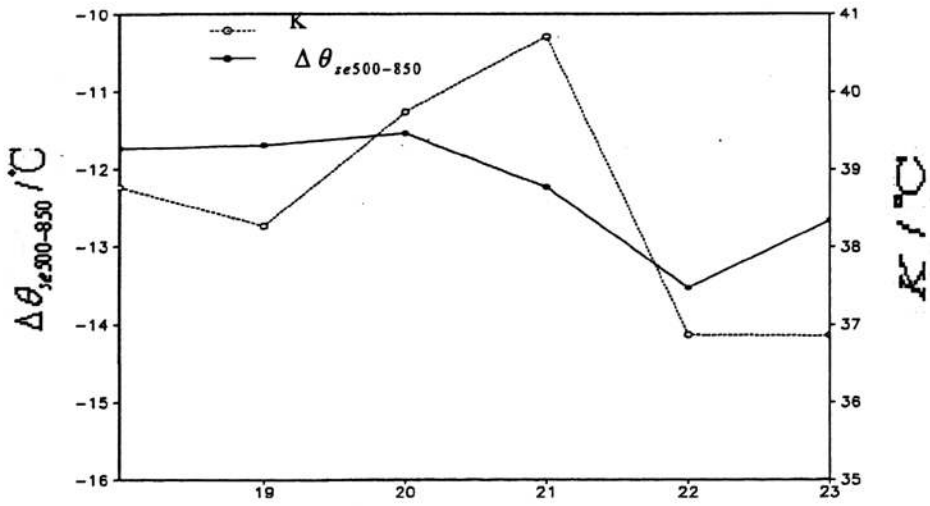


图 4.9 2009年6月3日模拟的商丘(34.5°N 116°E)对流参数随时间的变化

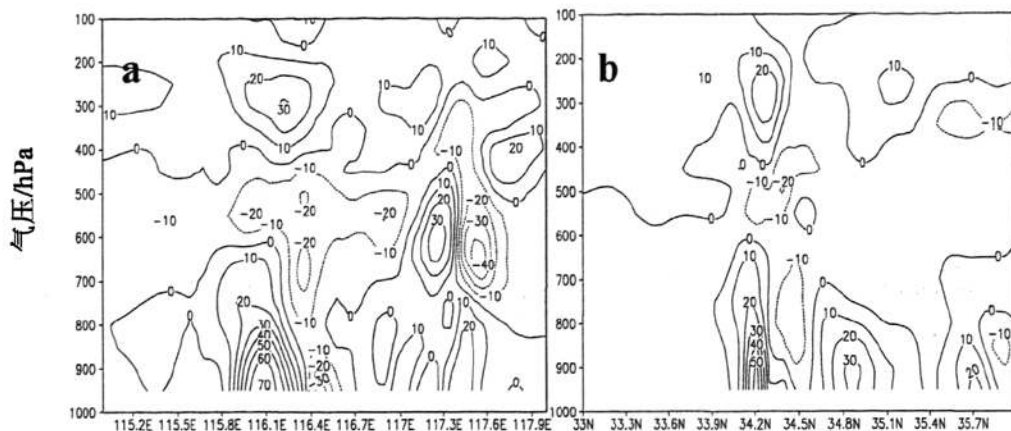


图 4.10 2009 年 6 月 3 日 20 时沿 (34.2° N, 116.1° E) 涡度垂直剖面图 (单位:  $10^{-5} s^{-1}$ )

(a) 纬向; (b) 经向

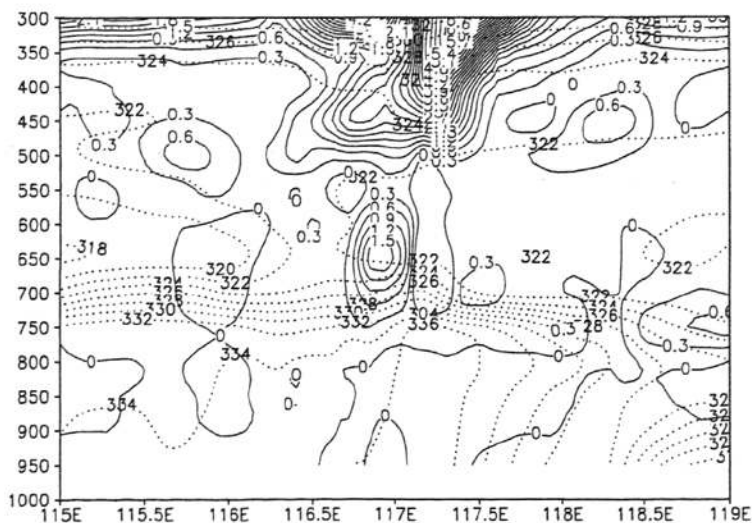


图 4.11 2009 年 6 月 3 日 19 时沿 34.2° N 的干位涡 PV (实线, 单位: PVU

$1PVU=10^{-6} m^{-2} \cdot k \cdot s^{-1} \cdot kg^{-1}$ ) 和假相当位温线 (虚线, 单位: K) 垂直剖面

## 致 谢

首先向三年来给我悉心指导、精心点拨，关心成长的导师苗春生教授和王坚红教授致以最衷心的感谢！感谢他们豁达大度、严谨务实的气质和忘我工作的精神对我过去、现在和未来的影响；感谢他们给我传授了科研之道、人生之道和社会之道；感谢他们对我的启发、鼓励和推动；感谢他们对我的谆谆教诲以及生活上的关心和帮助；感谢他们为我提供了良好的科研条件、营造了自由的学术氛围。

在研究生阶段的学习生活中，我得到了研究生部、大气科学学院各位老师的真挚关心和帮助，在此向各位老师表示由衷的感谢。

感谢我的同学王慧、谢洁、伍清、程磊、陈瑶、朱桦等，她们给我的三年研究生生活增添了无数的乐趣和美好的记忆，使我深深的感受到了同学间的友谊。论文在完成过程中得到了师姐、师弟、师妹们的帮助，在此表示感谢。

我要真诚的感谢我的父母、爷爷以及所有家人对我的支持和鼓励，正是他们多年来一如既往的支持才有了我今天的成绩，是他们给了我不断前进的动力和战胜困难的信心。

在我求学期间，帮助和鼓励我的人有很多很多，在此一并致以最真挚的谢意。