



中国科学院大学

University of Chinese Academy of Sciences

博士学位论文

我国东部短时强降水天气成因及潜势预报方法研究

作者姓名: 田付友

指导教师: 赵思雄 研究员 中国科学院大气物理研究所

孙建华 研究员 中国科学院大气物理研究所

学位类别: 理学博士

学科专业: 气象学

培养单位: 中国科学院大气物理研究所

2018年12月

**Formation Mechanisms and Potential Forecasting for
Short-duration Heavy Rainfall over Eastern China**

**A dissertation submitted to
University of Chinese Academy of Sciences
in partial fulfillment of the requirement
for the degree of
Doctor of Philosophy
in Meteorology**

By

Tian Fuyou

**Supervisor : Professor Zhao Sixiong
Professor Sun Jianhua**

Institute of Atmospheric Physics

Chinese Academy of Sciences

December 2018

中国科学院大学
研究生学位论文原创性声明

本人郑重声明：所提交的学位论文是本人在导师的指导下独立进行研究工作所取得的成果。尽我所知，除文中已经注明引用的内容外，本论文不包含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的研究成果。对论文所涉及的研究工作做出贡献的其他个人和集体，均已在文中以明确方式标明或致谢。

作者签名：

日 期：

中国科学院大学
学位论文授权使用声明

本人完全了解并同意遵守中国科学院有关保存和使用学位论文的规定，即中国科学院有权保留送交学位论文的副本，允许该论文被查阅，可以按照学术研究公开原则和保护知识产权的原则公布该论文的全部或部分內容，可以采用影印、缩印或其他复制手段保存、汇编本学位论文。

涉密及延迟公开的学位论文在解密或延迟期后适用本声明。

作者签名：

日 期：

导师签名：

日 期：

摘 要

我国是短时强降水、雷暴、冰雹、雷暴大风等强对流天气多发的国家，这些强对流天气中，尤以短时强降水最为常见，它出现频率高，影响范围广，预报难度大，对经济和人民生活造成的损失也最为严重。本文研究了我国短时强降水的气候统计、环境特征和多尺度系统的影响，并采用数值模拟揭示了产生强降水的强对流结构特征，还发展了一种新的潜势预报方法。本文的主要结论如下：

(1) **细化了短时强降水的地域分布特征：**我国东部低海拔地区是短时强降水的高发区域，高强度小时降水的累积概率从西北向华南沿海逐步增加。华南是较强小时降水的高概率区，华北是另一高概率区域。

(2) **确认了不同类型短时强降水过程中环境水汽、热力和动力过程的相对重要性：**与环境水汽、热力和动力条件有关的关键特征物理量可以显著区分短时强降水与普通降水，表明关键环境物理量对短时强降水预报有较好的指示意义。水汽表征量中，整层可降水量 (PWAT, Total Precipitable Water) 在区分无降水、普通降水和短时强降水时指示意义最为明显。PWAT 低于 28 mm 时出现短时强降水的概率较低，超过 59 mm 时出现短时强降水的概率较高。热力条件表征量中，最有利抬升指数 (BLI, Best Lifted Index) 和 K 指数对三种强度降水的指示意义较好。75%的短时强降水出现在 BLI 小于 -1.0°C 或 K 指数大于 36.0°C 时。小于 2.6°C 的 BLI 或大于 28.1°C 的 K 指数是出现短时强降水的必要热力指标。动力表征量中 925 hPa 散度对短时强降水的指示意义较好。超过 75%的短时强降水出现在 925 hPa 的散度负值区。

(3) **揭示了产生短时强降水的多尺度系统和环境配置的多样性和复杂性：**高低空系统的相互作用和不同尺度系统的相互作用对短时强降水的形成有较大影响。北京 2012 年“7.21”和 2016 年“7.20”强降水过程均是在特别偏强的低层辐合抬升动力触发和水汽条件下产生的，但热力条件方面的差异使得“7.21”过程中出现了高强度的短时强降水，而“7.20”以长持续时间的强度较缓的降水为主。华南 2014 年“3.31”和 2016 年“4.17”过程的环境最大水汽条件相当，但不同条件空间配置上的差异，使得两次过程的短时强降水位置和强度出现了较大差异。

(4) **揭示了飑线和低涡系统的气流结构特征及与强降水的关系：**对华南飑

线的研究发现, 源自锋前地面的暖湿气流中的水汽在 5000 m 米以下的快速凝结是飏线系统中强降水的重要成因, 对华北低涡暴雨的研究表明, 深厚涡旋系统的形成是向上发展的低层涡旋与高层涡旋垂直耦合的结果, 气旋右侧持续不断地暖湿上升气流是强降水长时间维持的原因。2016 年“4.17”飏线发展成熟阶段的环流结构与经典飏线环流结构基本一致, 其成熟期源自中国南海近地层的暖湿气流是主要的水汽来源。2016 年“7.20”气旋过程中, 深厚的涡旋系统是由对流层高、中、低三个层次上各自相对独立发展的涡旋垂直耦合而形成的。涡旋西部下沉东部上升的气流分布特征, 使得短时强降水主要集中在涡旋右侧。

(5) **发展了一种新的短时强降水潜势预报方法。**综合对强降水环境和中尺度对流系统精细化结构的认识, 发展了一种新的短时强降水潜势预报方法。通过分段线性化表征物理量, 以概率的形式表征环境条件满足短时强降水出现条件及程度。结果显示, 这一方法能够较准确地给出短时强降水的可能出现区域, 可以作为主观预报的有效参考。

关键词: 短时强降水, 环境特征, 形成机理, 中尺度对流系统, 预报方法

Abstract

Short-duration heavy rainfall (SHR), thunderstorms, hailstorms, and thunderstorm gales are frequently occurred in China. The SHR is the highest frequency among the severe convective weather, which often induce to also the wide spread, the most influential disasters. The accurate forecasting is very difficult till now. In this research, the climatic statistics, environmental characteristics, and multiscale interactions are studied. The structures of storms producing SHR are revealed with weather research and forecasting (WRF) model. And a new potential forecasting approach developed. The conclusions are as follows:

(1) Detailed the regional distribution characteristics. Eastern China with a lower altitude has the relatively high probability of SHR. The accumulative probability for high intensity hourly precipitation increases from north-western China to southeastern China gradually and has two centers. One center locates at south China, and the other one is north China.

(2) Confirmed the relative importance of environmental moisture, instability and dynamic processes for SHR under multi-synoptic patterns. Parameters indicating the environmental moisture, instability and dynamic conditions are remarkable indicators on distinguishing SHR from common hourly precipitation. The total precipitable water (PWAT) is the best indicator for distinguishing none precipitation, ordinary precipitation, and SHR among all moisture parameters. It is revealed that PWAT not less than 28 mm is necessary moisture condition. The best lifted index (BLI) and K index are the best instability parameters for distinguishing different hourly precipitation intensities. About 75% SHR occurred with the BLI less than -1.0 or K index greater than 36.0, while the BLI less than 2.6 or K index greater than 28.1 are the necessary instability conditions for SHR. Additionally, about 75% SHR happened under negative 925 hPa divergence indicating the importance of low-level convergence.

(3) Revealed the diversity and complexity of multi-scale systems and synoptic patterns for SHR. Both the interactions of high and low level systems and multi-scale systems have great influences on SHR formation. Both cases of “7.21” in 2012 and “7.20” in 2016 in North China are happened with extreme low-level divergence and high moisture conditions. It is the difference of instability that caused extreme SHR in “7.21” event while long lasting SHR without extreme SHR in “7.20” event. For the

two cases of “3.31” in 2014 and “4.17” in 2016 over South China, with almost the moisture condition, but different setting of them, result in much different intensity of SHR.

(4) Revealed the flow structural of squall line and vortex, and their relation to the formation of severe rainfall. The moist flow originate ahead of the front is the main water vapor transport channel. The rapid condensation of moisture below 5000 m is the main reason of severe rainfall. The researches about the vortex show that the formation of the deep vortex system is the vertically coupling of the upward developing vortices and the upper vortex. The continuously transport of moisture air at the right hand side of vortex can explain the long term maintenance of precipitation. Numerical simulations show that the structure of matured squall line in “4.17” 2016 is in good consistent with the classical model. There are 4 main flows during the mature stage. The warm and moist updraft from the surface that originates from China South Sea is the main source of moisture. The cooling and sinking of dry air comes from Indochina peninsula is the main cause of thunderstorm gales. For the “7.20” 2016 vortex precipitation, the upper, middle, and low-level vortices develops independently at early stage. Dry downdraft and wet updraft at opposite sides of vortices made the convection mainly develops at the lower east of the vortex.

(5) Proposed a new SHR potential forecasting approach. Under the understanding of key environmental conditions and three-dimensional structures of convective systems for SHR, an objective potential forecasting method was developed. Through piecewise linearization of the physical parameters, the environmental conditions, satisfying the condition and degree of SHR, are represented in the form of probability. The results show that this method can accurately give the possible occurrence area of SHR, and its test index is even better than the operational subjective forecast in National Meteorological Center (NMC/CMA).

Key Words: Short-duration Heavy Rainfall (SHR), Environmental Conditions, Formation Mechanism, Mesoscale Convection System (MCS), Prediction Method

目 录

第 1 章 绪 论	1
1.1 研究背景及意义.....	1
1.2 相关研究回顾.....	1
1.3 问题的提出及章节安排.....	10
1.4 研究内容和创新点.....	10
第 2 章 我国小时降水的概率分布	13
2.1 引言.....	13
2.2 资料和方法.....	13
2.3 参数分布特征.....	16
2.4 小时降水概率分布.....	17
2.5 地形对降水分布形态的影响.....	22
2.6 本章小结.....	23
第 3 章 短时强降水天气发生的环境物理量特征	25
3.1 引言.....	25
3.2 资料和方法.....	25
3.3 总体评估指标和方法.....	28
3.4 不同降水强度的关键物理量分析：水汽.....	34
3.5 不同降水强度的关键物理量分析：热力.....	38
3.6 不同降水强度的关键物理量分析：动力.....	40
3.7 高强度小时降水的关键物理量特征.....	41
3.8 本章小结.....	44
第 4 章 华北和华南短时强降水环境的多样性和复杂性	45
4.1 引言.....	45
4.2 华北两次暴雨过程中的短时强降水实况对比.....	46
4.3 华北两次暴雨过程的环境条件对比分析.....	48
4.4 华北两次过程环境条件的极端性分析.....	50
4.5 华南两次强降水过程的短时强降水实况对比.....	52
4.6 华南两次强降水过程的环境条件对比分析.....	54
4.7 本章小结.....	58

第 5 章 华北和华南典型强降水过程的数值模拟	61
5.1 引言	61
5.2 华南 2016 年“4.17”飑线过程模拟	62
5.3 华北 2016 年“7.20”气旋过程模拟	77
5.4 本章小结	98
第 6 章 短时强降水的潜势预报方法	101
6.1 引言	101
6.2 潜势预报方法介绍	101
6.3 预报和检验的资料和方法	103
6.4 典型个例分析	106
6.5 长期预报结果检验	111
6.6 本章小结	115
第 7 章 全文总结和展望	117
7.1 全文总结	117
7.2 讨论和展望	119
参考文献	123
致 谢	133
作者简历及攻读学位期间发表的学术论文与研究成果	135

第 1 章 绪 论

1.1 研究背景及意义

我国处于东亚季风区,来自北方的冷空气和来自南方的暖湿空气均可长驱直入影响我国的大部分地区,特别是我国的东部地区,冷暖空气交汇频繁,各种极端灾害天气频发,影响范围广,灾害损失大,其中尤以空间尺度小、局地性强、生命史短、天气现象剧烈的中小尺度对流天气的预报难度大。

短时强降水(小时雨量不低于 20 mm h^{-1})、冰雹(直径不小于 5 mm)、雷暴大风(由对流天气产生的不低于 17.2 m s^{-1} 的大风)等均属于我国常见的强对流天气。在这些强对流天气中,短时强降水影响最大、分布最广泛,尤其是暴雨过程中的局地高强度短时强降水,既增加了预报的难度,也加重了灾害发生的风险等级。如 2012 年 7 月 21 日的北京暴雨过程中,最大小时雨量达 100.3 mm h^{-1} ,造成了数百亿的直接经济损失(方翀等, 2012; 湛芸等, 2012)。2017 年 5 月 7 日广东广州的局地暴雨过程中,更是出现了高达 180.3 mm h^{-1} 的高强度小时降水(傅佩玲等, 2018; 田付友等, 2018; 伍志方等, 2018),造成了严重的洪涝灾害。

与暴雨、台风等天气相比,目前对短时强降水的形成机理认识还有不足,使得短时强降水的准确预报仍然是业务中的重大难题之一。本研究从小时降水的空间分布、短时强降水的发生环境条件分布特征、对流系统的结构特征、客观化预报方法等角度进行研究,有利于提升对产生短时强降水天气的对流系统和发生环境特征的全面认识,对提高短时强降水的预报准确率有重要作用。

1.2 相关研究回顾

1.2.1 我国短时强降水的记录情况

我国是短时强降水多发国家,高强度的极端小时强降水主要集中在华北平原和华南沿海(图 1.1)(陈炯等, 2013; Luo 等, 2016; Zheng 等, 2016)。强降水天气经常是中低纬环流系统相互作用的结果(陶诗言等, 1979),我国处于东亚季风区,低纬环流系统为强降水提供了充足的水汽,短时强降水的小时雨量甚至可以超过 100 mm h^{-1} (大暴雨的定义为日降水量不低于 100 mm),如 1975 年

“75.8”过程中, 8月5日河南省林庄1小时雨量 198.3 mm h^{-1} (丁一汇和张建云, 2009), 1979年6月11日广东省澄海东溪口1小时雨量 245.1 mm h^{-1} , 1979年5月12日广东阳江茅洞1小时降水量达到了 220.2 mm h^{-1} (黄士松等, 1986)。2017年5月7日, 广东省广州市最大小时降水超 180 mm h^{-1} , 3小时最大降水量超过 330 mm (傅佩玲等, 2018; 田付友等, 2018; 伍志方等, 2018)。1978年7月11日辽宁省缸窑岭1小时雨量达 185.6 mm h^{-1} (水利部长江水利委员会水文局和水利部南京水文水资源研究所主编, 1995; 水利部水文局和南京水利科学研究院主编, 2006), 2012年7月21日北京出现了最大 100.3 mm h^{-1} 的短时强降水 (方翀等, 2012), 2018年7月16日出现了 117 mm h^{-1} 的短时强降水。因此, 我国的高强度降水是南北方都面临的难题。

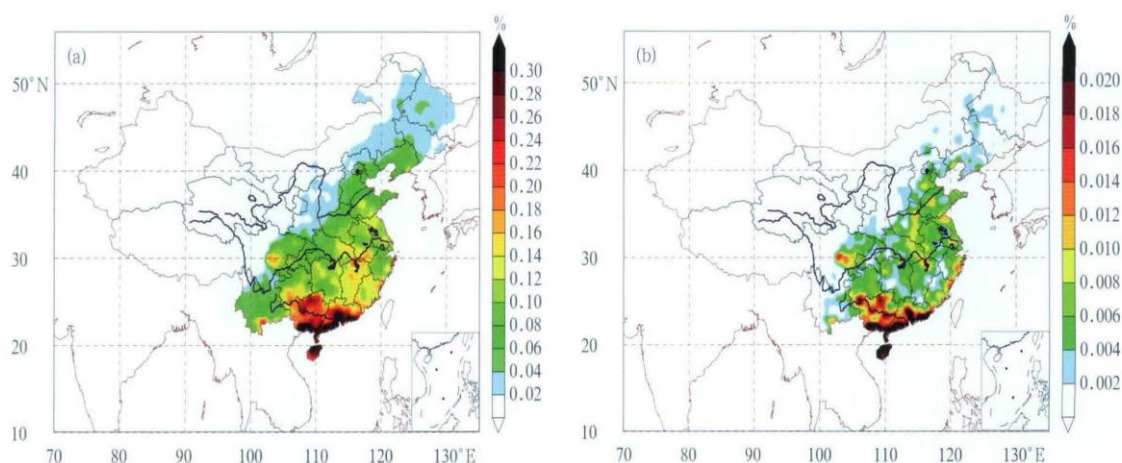


图 1.1 超过 20 mm h^{-1} 和 50 mm h^{-1} 的短时强降水频率分布 (引自陈炯等, 2013)

Figure 1.1 Frequency of hourly precipitation excess 20 mm h^{-1} and 50 mm h^{-1} (from Chen et al 2013)

研究表明, 在全球变暖的背景下, 很多地方的大气可降水量均呈增长趋势 (Hense 等, 1988; Zhai 和 Eskridge, 1997)。尽管根据克劳修斯-克拉伯龙方程可知, 气温每升高 1°C , 大气的含水量最多增加 7%, 但 Lenderink 等 (2008) 的研究表明, 极端小时降水的增加量可以超过这一比例, 甚至可以达到 14%, 因此使得气候变暖背景下的短时强降水研究显得尤为重要。

短时强降水往往由中小尺度系统直接产生 (俞小鼎等, 2012; 孙继松等, 2015; 郑永光等, 2017), 而中小尺度系统具有生命史短、突发性强等特征, 由于早期的观测网比较稀疏, 因此必然会存在一些未被国家级气象站观测到的极端强降水事件。近些年来, 随着加密自动雨量站的部署, 极端小时降水的记录不断增多,

为研究高强度短时强降水提供了必要的基础。

1.2.2 强对流天气发生的环境条件研究

对流系统往往是高强度短时强降水的直接孕育者，而水汽、热力和动力条件是强对流系统生成和维持的重要三方面要素，也是短时强降水分析中的重点关注方面。张小玲（2010）指出，Doswell 等（1996）提出的配料预报方法完全可以用于我国的暴雨预报，我国当前的短时强降水业务预报也是基于这一思路开展的（张小玲等，2012）。对不同类型天气表征物理量物理意义的准确理解是使用这一方法的基础和前提条件。美国强风暴预报中心自成立以来即开展了大量的相关研究工作，并持续至今。Miller（1972）对有关物理量在不同强对流天气中的定量应用做了详细的分析，为美国龙卷、雷暴大风、大冰雹以及短时暴洪的预报提供了详尽的基础。Rasmussen 等（1998）对不同物理量在美国龙卷、非龙卷超级单体和非超级单体雷暴天气中的气候特征进行了详细研究，指出综合指数如能量螺旋度等对三类天气的区分度较强，并在进一步的研究中给出了能用于识别龙卷和非龙卷冰雹的物理量及其特征（Rasmussen，2003）。Thompson 等（2012）针对超级单体和产生龙卷的准线性对流系统的物理量对比分析显示，浮力相关量对超级单体和龙卷相关的线性对流系统的区分度最好。然而，Lin 等（2001）在对局地地形造成的强降水的影响因子进行对比研究时指出，东亚暴雨中出现的高CAPE条件在美国和欧洲阿尔卑斯山地形暴雨中并不是必要条件，从而表明不同地区的暴雨天气环境条件并不完全一致。Zheng 等（2013）基于探空资料对中国和美国中尺度对流系统发生时环境物理量的对比研究显示，中国的中尺度对流天气发生时的环境要比美国湿。Meng 等（2013）针对中美飚线的环境对比研究显示，我国飚线环境的整层大气可降水量是美国飚线的两倍，由此导致的抬升凝结高度（LCL: Lifting Condensation Level）平均低了70 hPa。由此可见，同一物理量在不同地区所表征的强对流天气环境条件可能存在较大差异，因此，对环境条件表征物理量的正确选择和应用，将直接影响以动力热力参数为依据的对流性天气的判断。

我国虽然也开展了一些针对强对流天气的环境物理量分布特征研究（李耀东等，2004；雷蕾等，2011；冉令坤等，2011；樊李苗和俞小鼎，2013；曹艳察等，2018）和业务预报应用试验（张小玲等，2012），但这些研究工作或针对某一地

区开展，或针对某一类强对流天气开展，但对于分布最为常见且影响最大的强对流天气之一短时强降水，尚缺乏这方面的研究工作。

1.2.3 对流系统的触发和发展机理研究

几乎所有对流系统中都会出现降水现象，短时强降水出现的频率也非常高。因此，对流系统的触发和维持与强降水的形成和维持有直接的关系。

关于对流的触发，国际水项目（International H₂O Project）的研究结果显示，从对流开始触发的高度进行区分，存在两种对流触发类型：地面触发的对流和高架对流（Wilson and Roberts, 2006; Weckwerth and Parsons, 2006）。高架对流往往出现在夜间，其触发与地面辐合无关，900 ~600 hPa 厚度间的风向或风速辐合是主要的触发系统。地面触发的对流系统中，地面辐合线是主要的触发系统，具体包括锋面（含冷锋、暖锋和准静止锋）、阵风锋、辐合线、干线、波状潮动等，但仍有部分对流的触发原因难以确定。

我国强对流业务预报中规定，对流触发和维持的动力条件中，需重点关注中低层的槽线和切变线，如锋面系统（冷锋、暖锋、静止锋和锢囚锋）、地面辐合线、出流边界、海陆风辐合线等，但不包括地形辐合线（国家气象中心，2013）。此外，一定的环流背景下，局地性的环流也可以触发对流。Chen 等（2015）研究发现，华南珠江口地区的梅雨期夜间对流的触发存在两种机制：海岸附近对流的触发是盛行向岸风与陆风作用的结果，而山地附近对流的触发与边界层急流的增强有关，向山气流的增强和地形的抬升触发了地形附近的对流。

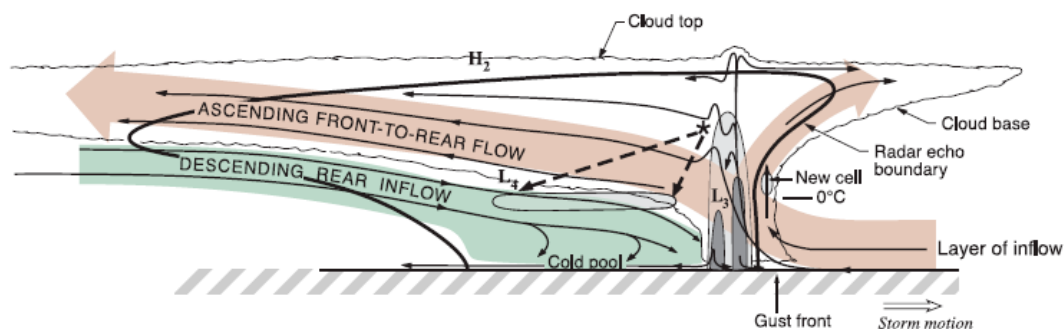


图 1.2 伴有尾部层状云区的成熟对流系统的动力、微物理和雷达回波结构示意图（引自 Houze (2018)）

Figure 1.2 Convectional model of the kinematic, microphysical, and radar echo structure of a mature convective (From Houze (2018))

观测和研究均表明，并非所有对流系统都可以维持较长的时间。如 Meng 等 (2013) 针对我国飊线的研究发现，我国飊线的平均生命史为 4.7 小时，只有个别飊线会维持 10 小时以上。图 1.2 所示为成熟对流系统的结构示意图 (Houze, 2018)，从图中可知，对流系统向右方移动，对流系统产生的地面阵风锋与对流系统前部近地层的前侧入流共同作用，触发了新的对流单体。气流在高空进入向前伸展的云砧区，然后分为两支，一支在云顶向对流后侧运动，并最终以下沉气流的形式，在地面形成冷池，推动对流系统不断向前运动，另一支则向前伸展，在一定距离处下沉至地面，并从近地层再次进入对流系统，几支气流共同作用，最终保持了对流系统的发展和维持。

关于对流系统的长时间维持，一直是中小尺度研究的难点和热点。针对飊线系统，冷池在对流系统的长时间维持和发展过程中的作用已经得到广泛的证实 (Rotunno 等, 1988; Corfidi, 2003; Xue, 2006; James 2006)。Park (2008) 通过理想数值模拟试验证实，低层冷池自身足以将气块抬升至自由对流高度。对于飊线系统，RKW 机制可以解释飊线系统的长时间维持和发展 (Rotunno 等, 1988; Weisman and Rotunno, 2004)，即飊线的长时间维持是对流后部冷池和对流前部低层垂直风切变之间平衡的结果 (图 1.3)，当冷池产生的负涡度与垂直风切变产生的正涡度达到近似平衡时，飊线可以长时间维持，当冷池与垂直风切变强弱的产生变化，使得飊线前后正负涡度平衡遭到破坏时，上升气流将产生倾斜，从而不利于新对流单体的生成。

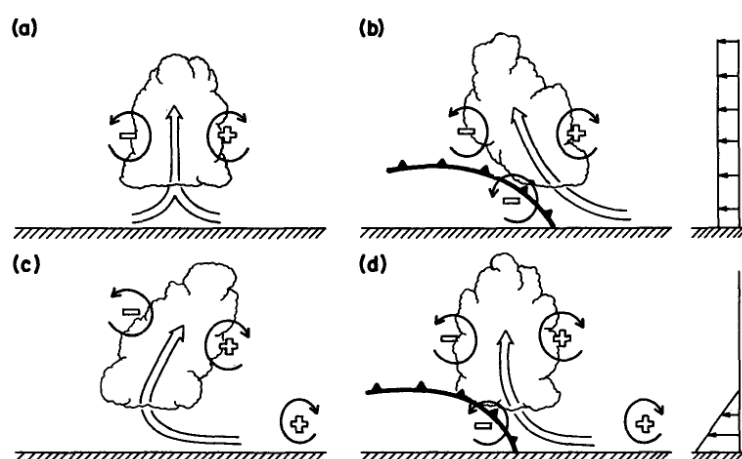


图 1.3 浮力上升气流受风切变和/或冷池的影响示意图。(a) 无风切和冷池影响时，热浮力产生的上升气流的涡旋垂直向对称分布，(b) 仅受冷池影响时，冷池负涡度使得上升气流朝冷池一侧倾斜，(c) 仅受垂直风切变影响时，涡度分布超正涡度倾斜，使得上升气流向后靠

向冷池一侧，(d) 冷池和垂直风切变共同作用下，二者相互抵消，使得上升气流直立（引自 Rotunno 等，1988）

Figure 1.3 Schematic diagram showing how a buoyant updraft influenced by wind shear and/or a cold pool. (a) With no shear and no cold pool, the axis of the updraft produced by the thermally created, symmetric vorticity distribution is vertical. (b) With a cold pool, the distribution is biased by the negative vorticity of the underlying cold pool and causes the updraft to lean upshear, (c) With shear, the distribution is biased toward positive vorticity and this causes the updraft to lean back over the cold pool. (d) With both a cold pool and shear, the two effects negate each other, and allow an erect updraft (from Rotunno et al 1988)

1.2.4 降水效率的影响因子

对流的生成和维持是产生短时强降水的前提条件，尽管多种对流系统均可产生降水，但往往只有部分强对流能够产生高强度的短时强降水。Houze（2011）指出，主要存在两种类型的强降水对流型：大陆型和热带型（图 1.4）。热带型积雨云的云团发展高度几乎在 0 度层以下，即所谓的暖云过程，造成的天气现象以降水为主，但部分热带型积雨云中也会出现冰相粒子，并产生雷电；大陆型雷暴云所产生的天气现象除降水外，还会有冰雹等天气，云团发展高度较高，云中均有冰相粒子存在，并伴有雷电，但热带型降水并不仅仅局限于热带地区，也会出现在热带以外的中纬度地区（Davis，2001）。相关特征在雷达反演降水方面也有所体现，Lemon（1977）基于雷达观测的研究指出，热带型在雷达回波上的特征表现为强反射率因子较低，常在环境温度的 0°C 层以下，而大陆型的雷达回波则可伸展至数十千米的高度。使用雷达资料进行降水反演时，针对两种类型的对流需要使用不同的 Z-R 关系，否则会产生显著的偏差。

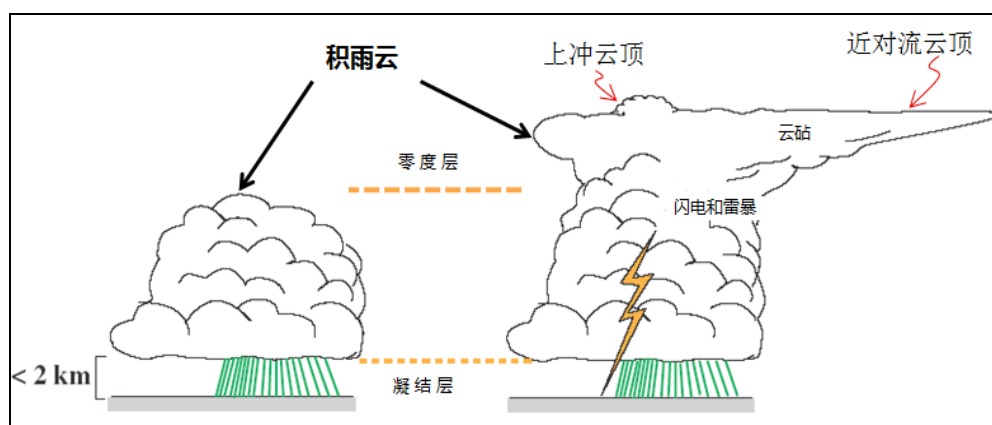


图 1.4 热带型积雨云（左）和大陆型雷暴云（右）的结构对比示意图（改自 Houze（2011））

Figure 1.4 Comparison of the structure diagram of (left) tropical cumulonimbus and (right)

continental thunderstorms (adapted from Houze (2011))

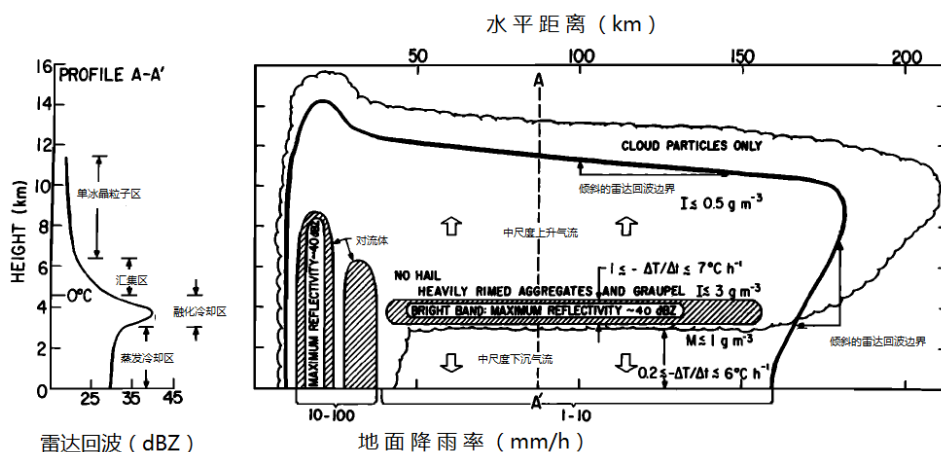


图 1.5 具有云砧结构的对流系统的雷达回波和降雨率分布示意图 (改自 Houze 和 Betts (1981))

Figure 1.5 Schematic cross section and vertical profile of radar reflectivity in convection precipitation with an anvil cloud (adapted from Houze and Betts (1981))

然而，即使同一个对流系统内部，由于对流系统各部分属性的不同，其降水强度也有很大差别 (Barnes and Houze, 2014)。图 1.5 所示为有云砧的对流系统中，雷达回波和地面降雨率的对应关系示意图，显然地，对流强烈的区域对应大的降水强度，飑线前导区中发展旺盛的对流的小时降水强度在 $10-100 \text{ mm h}^{-1}$ ，而层云区的小时降水一般在 $1-10 \text{ mm h}^{-1}$ 之间。进一步的研究发现，即使是发展旺盛的对流系统内部，即图 1.5 所示 $10-100 \text{ mm h}^{-1}$ 的强降水区，强降水的比例也仅为 12% (Barnes 和 Houze, 2014)。

高强度降水是大气中的水汽在较短的时间内转化为地面有效降水的过程，一些专家也从降水的转化效率方面做了大量研究。降水效率定义为风暴产生的降水与进入风暴的总水汽通量的比值，也是很多积云参数化方案中的重要参数 (Kuo, 1974; Fritsch and Chappell, 1980; Grell, 1993; Kain and Fritsch, 1993)。Doswell 等 (1996) 将雨强 R 与环境条件的关系表述为： $R = Ewq$ ， E 、 w 和 q 分别表示降水效率、云底上升气流速度和云底比湿。可见，降水效率与环境条件有密切联系，绝对水汽含量越大，上升气流越强，越有利于高强度降水的出现。Weisman 和 Klemp (1982) 研究环境风切变和不稳定能量 (CAPE: convective available potential energy) 对对流风暴的影响时发现，对流风暴中有两种效率较高的降水机制，一种出现在低 CAPE 及弱到中等强度风切变情况下，此时降水效率随风切得增大而

减小，与对流风暴中夹卷增强导致蒸发增强有关；另一种机制是降水效率随CAPE和风切变的增大而增大，很多情况下与分裂风暴的发展有关，但具体物理机制仍不明确。Lau and Wu (2003) 基于 TRMM 卫星的资料分析显示，产生小雨时的暖云的降水效率随海表温度的增加有显著增强，但与深对流相关的强降水的暖云降水效率依赖于海表温度。Market and Allen (2003) 对美国中部 24 个中尺度对流系统降水效率的统计显示，降水效率和地面与抬升凝结高度(LCL: lifted condensation level) 层之间的相对湿度呈明显的正相关，和对流抑制能量(CIN: convection inhibition) 及环境风切变呈显著负相关关系。Kirkpatrick 等 (2011) 基于高分辨率理想云模式的研究表明，当环境的整层可降水量(PWAT, total Precipitable WATer) 为 30 mm 时，对流云团的降水效率与CAPE无关；当环境PWAT为60 mm时，CAPE为 2000 J kg^{-1} 时将得到最大降水效率，当CAPE增大或减小，所得到的降水效率均呈减少趋势。

国内学者对降水效率问题也开展了部分研究。Zhou (2013) 针对 2007 年山东济南强降水过程中垂直风切变、辐射和冰微物理过程对降水效率的影响进行了研究。Zhou 等 (2014) 针对降水效率与多个物理因子的相关性分析中指出，降水效率随水气辐合率的增强和垂直风切变的减弱而增强，随CAPE的减弱和云砧的发展而减弱。Ye 等 (2014) 针对欧亚大陆北部的水汽含量、降水效率和降水量分析显示，冬季相对较高的环境温度条件下，整层可降水量对总降水量有直接贡献，但对降水效率几乎没有影响，而在夏季，较高温度环境条件下相对湿度的减小是降水量和降水效率减小的主要因素，整层可降水量的影响几乎可以忽略。Mao 等 (2018) 针对北京 2012 年 7 月 21 极端降水过程的暖区和锋面降水效率对比分析指出，暖区峰值降水时段的大尺度降水效率和云微物理降水效率均显著高于锋面影响北京时段，较高的大尺度降水效率与水汽平流有关，较高的云微物理降水效率与水汽产生的较高雨雪汇集和凝华有关。刘圣楠和崔晓鹏 (2018) 针对 2006 年台风碧利斯登陆后引发的局地暴雨过程中降水强度和降水效率的分析显示，高降水强度往往对应高降水效率，但二者并非线性关系。整体而言，国内有关方面研究的广度和深度均有待加强。

1.2.5 强对流的客观预报方法

对强降水形成机理的深刻认识和全面理解有助于短时强降水预报准确率的

提高。在强对流天气的预报方面,根据时效不同分为临近、短时、短期和展望预报。我国短时和临近时效的强对流预报通常不超过6小时,主要由省市县气象台借助雷达等工具开展。短期和展望时段的预报主要是时效6小时以上的预报,当前主要由国家级层面发布。

在强对流天气的短时临近预报主要依赖于卫星、雷达等遥测结果的外推,或者是遥感与快速更新同化系统的结合,当前较为成熟的预报系统有美国的ANC (Auto-Nowcast)系统(Mueller等,2003),英国气象局的FRONTIERS(Browning,1979),我国的BJ-RUC(陈敏等,2011;童文雪等,2018)、SWAN(吴林林等,2014;韩丰和沃伟峰,2018)及我国香港的小涡旋系统(Yeung,2012)等。短期和展望预报主要基于对不同类型强对流天气出现的环境条件的认识和理解,依托于数值模式产品开展,对不同类型强对流天气气候特征、环境条件特征、形成机理的准确理解是提高短时强降水短期和展望预报准确率的前提条件。

高分辨率中尺度模式是强对流天气短期预报的主要工具,然而受多方面问题的限制(Doswell,1986),如模式对初值的敏感性(Etherton等,2008;Torn等,2009)、积云参数化(Molinari等,1992)和边界层湍流扰动(Davies,1983)等过程描述准确性的影响,当前的数值模式性能尚不能完全满足针对强对流天气的预报需求。正是为了解决相关的问题,Doswell等(1996)发展了一套基于“配料”的暴洪预报方法。与我们关注的短时强降水不同,Doswell所指的暴洪还需要考虑过去6小时的过量降水情况,同时还要考虑地形和汇流作用,然而短时强降水指直接从大气中降落到地面的液态降水,其影响性和致灾性更强,但不可否认,易于导致暴洪出现的多单体对流风暴、超级单体风暴、飑线和中尺度对流系统也是造成短时强降水和冰雹的主要影响系统。Martín等(1997)基于这一研究分析了一次龙卷过程,并指出,该方法用于业务预报时可帮助预报员锁定可能的影响区域。李耀东等(2004)利用综合指标叠套方法开展了强对流天气落区预报实验。李娜等(2015)探索了基于对流因子的雷暴预报研究。张小玲等(2010)的研究表明,“配料”方法可以帮助预报员确定可能的暴雨发生区域,她还基于这一认识,制订了用于我国分类强对流预报业务中的技术路线(国家气象中心,2013)。然而,如何结合我国的实际情况,实现分类强对流天气,如短时强降水的自动客观预报,仍然是亟待解决的问题。

1.3 问题的提出及章节安排

短时强降水出现频率高，影响范围广，预报难度大，对工农业生产造成的损失也最为严重，短期时效的预报准确率尚不能满足需求。那么，短时强降水过程中，环境水汽、热力和动力过程的相对重要性如何？短时强降水的形成机制是什么样的？针对这些科学问题，本论文的章节安排如下：

第二章 小时降水的空间概率分布：通过拟合概率密度分布函数，研究小时降水的空间分布特征，给出高强度小时降水的高概率区域。

第三章 短时强降水天气发生时的环境物理量特征：针对不同强度的小时降水，对比分析不同强度小时降水的环境物理量差异，给出不同强度短时强降水的环境物理量特征及其关键阈值。

第四章 华北华南典型短时强降水环境的多样性和复杂性：针对近年的华北和华南各两次典型强降水过程，对比分析不同环境条件对短时强降水的影响。

第五章 华北华南典型短时强降水过程的数值模拟：通过数值模拟对华南飊线强降水和华北气旋强降水过程进行研究，揭示飊线强降水回波流场结构和气旋形成发展维持原因及对降水的影响。

第六章 短时强降水客观预报方法研究：基于对短时强降水水汽、热力和动力环境条件及结构特征等方面的认识，探索用于短期时效强降水预报的新方法。

第七章 全文总结和展望：对全文的主要结论进行总结，并讨论不足和有待进一步解决的问题。

1.4 研究内容和创新点

首先通过对小时降水分布特征的统计分析，给出我国短时强降水 ($\geq 20 \text{ mm h}^{-1}$) 的高发区域。针对我国东部短时强降水发生时的环境水汽、热力和动力表征量等环境物理量的研究，给出对环境水汽、热力和动力触发等条件具有表征意义的物理量及其关键阈值。在此基础上，结合近年的高影响、强致灾性短时强降水过程，对比研究了不同过程高低空系统的相互作用和不同尺度系统的相互作用对短时强降水的影响，并结合高分辨率模式模拟，对产生短时强降水的飊线强回波的精细化结构特征和气旋形成维持机理进行了详细分析。基于对短时强降水环境特征和降水系统的精细化结构的认识，发展了一种短时强降水的潜势预报方法。

本文的创新点包括：

(1) 确认了不同地区和不同类型的短时强降水过程的环境水汽、热力和动力过程的相对重要性, 关键特征物理量可以显著区分大部分短时强降水与普通降水。

(2) 揭示了两类造成短时强降水的系统的结构特征和水汽来源。

(3) 综合应用表征环境热力、水汽和抬升触发机制的物理量, 发展了基于关键环境特征识别的短时强降水客观潜势预报方法。

第2章 我国小时降水的概率分布

2.1 引言

短时强降水具有短时雨强大的特点，大量的降水在短时间内集中出现，极易造成城市内涝、农田渍涝等灾害，并在山地丘陵等地质复杂地区引发地质灾害，如塌方、泥石流和山洪等，并造成经济损失和人员伤亡。

国家气象中心业务中定义小时雨量不低于 20 mm h^{-1} 的降水为短时强降水。姚莉等（2009）对不同强度小时降水频次的时空分布特征进行了分析，指出夏季的南部沿海，春季的安徽南部和江西北部等地是易于出现较强小时降水的区域，但未讨论更大强度的小时降水。陈炯等（2013）研究表明，华南、江南等地是我国易于出现 20 mm h^{-1} 降水的区域，因此这些地区的人们往往更关注更大强度的短时强降水。而对于我国西北地区等地质条件复杂、承灾能力较差的地区， 20 mm h^{-1} 甚至 10 mm h^{-1} 的降水即可引发泥石流等灾害。因此，需要了解我国不同地区短时强降水的阈值强度分布特征。

降水和风速等量的取值具有非负的特点，具有明显的偏态分布特征（Ison 等，1971；Wilks，1990，2011）。尽管频次分析方法也可以用于降水和风速的分析，但由于频次分析方法对历史上未记录到的降水强度等级缺乏描述能力，而这种小概率事件更具有极端性，往往更易于造成重大的人员伤亡和经济损失。因此，一些学者也借助连续性的分布函数对降水等量的分布特征进行研究。有多个分布函数可以描述具有偏态分布特征的量，但对于降水而言，最具有代表性的是采用 Γ 分布函数来研究其分布特征（Wilks，2011）。一些研究表明， Γ 函数可以很好地用于我国小时降水的分布特征描述（丁裕国，1994；Li 等，1998）。因此，本文使用 Γ 分布函数来研究我国小时降水的概率分布特征，从概率的角度揭示不同区域、不同强度小时降水出现的可能性，从而为认识不同区域小时降水的分布特征提供依据。

2.2 资料和方法

2.2.1 资料及其处理

本章所用小时降水观测资料为国家气象信息中心提供的经过严格质控的基本基准站整点时刻的观测。由于不同站点每年的观测时间跨度不同，南方全年有

记录，北方地区的记录多在 5~9 月，为了结果的一致性和可比性，根据记录开始和结束时间的早晚对资料进行处理，若站点记录开始时间晚于 5 月 1 日或结束时间早于 9 月 30 日的，则该站点剔除，并剔除了降水观测起始年份晚于 1991 年的站点。经过以上处理，所用资料为 1991~2009 年 5 月 1 日~9 月 30 日 518 个站点的小时降水资料（图 2.1）。总体而言，站点分布从东向西逐渐减少，主要集中在我国的中东部地区，西藏中西部和新疆南部几乎没有站点覆盖。

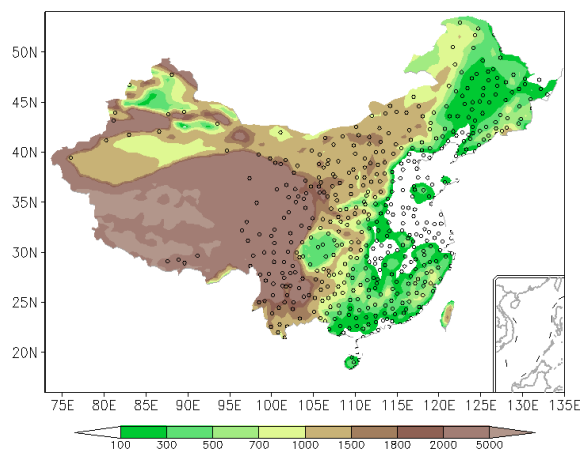


图 2.1 站点（黑色圆圈）及地形高度（m）分布

Figure 2.1 Distribution of stations (black circles) and topography (m)

小时降水量超过 0.1 mm 的分布频次显示，多数站点出现的降水总小时数在 3900~12400 之间；如果用 0.1 mm 雨量出现的次数与站点样本总量的比值表示降水出现的多寡，则以黄淮区域为界，南方地区的雨时数是北方的两倍左右（图 2.2）。南方有三个显著的降水高发中心，其中四川盆地西南部为最容易出现降水的地区，超过 0.1 mm 的时次数达到样本总量的 24%，福建中东部和云南西部为另外两个降水高发区，18%的时次内均记录到超过 0.1 mm 的小时降水，几乎每五小时中就有一小时有降水产生。这一分布与中国气候（张家诚等，1985）中揭示的我国年降水日数的分布特征一致。

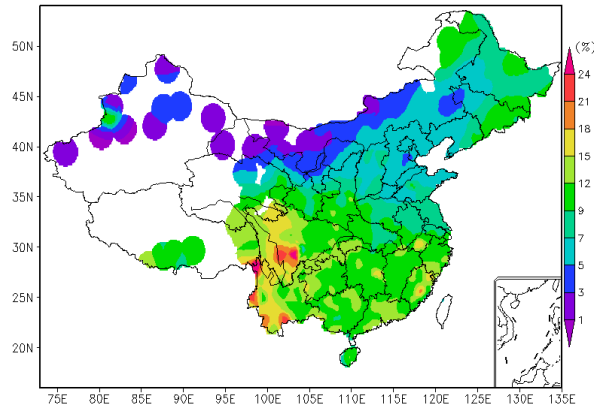


图 2.2 有降水的记录比例 (%)

Figure 2.2 Sample percentage of hourly rainfall greater than 0.1mm (%)

2.2.2 Γ 概率密度分布函数及其参数估计

Γ 分布的概率密度函数为:

$$f(x) = \frac{(x/\beta)^{\alpha-1} \exp(-x/\beta)}{\beta\Gamma(\alpha)} \quad x > 0, \alpha > 0, \beta > 0 \quad (2.1)$$

式中 α 为形状参数, β 为尺度参数, $\Gamma(\alpha)$ 表示 Γ 函数, 其表达式为

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^{\infty} t^{\alpha-1} e^{-t} dt \quad (2.2)$$

从 (2.1) 和 (2.2) 式可知, 一旦确定了 α 和 β 的值, Γ 概率密度分布函数也将唯一确定, 因此也可以计算给定降水阈值区间的累积概率 (P), P 可以表示为:

$$p(a \leq x \leq b) = \int_a^b f(x) dx \quad (2.3)$$

则超过某一阈值 b 的累积概率可以表示为:

$$p(x \geq b) = \int_b^{+\infty} f(x) dx = 1 - \int_a^b f(x) dx \quad (2.4)$$

其中 $\int_a^{+\infty} f(x) dx = 1.0$ 。对于 (2.4) 式, 如果知道了累积概率 p 和下限 a , 反过来也可以通过 (2.4) 式来求得上限 b 的值。

对于参数 α 和 β 的估计, Thom (1958) 和 Wilks (1990) 的研究表明, 最大似然估计法由于充分利用了所有的样本信息, 得到的结果要优于矩估计法。小时降水的分布中 α 一般较小, 因此使用 Thom (1958) 提出的一种最大似然估计方法, 即首先得到样本平均值的自然对数与样本自然对数平均的差 T , 亦即样本算数平均和几何平均的自然对数之差 (式 2.5), 形状参数 α 可由 Thom 估计量得到

(2.6 式), 尺度参数可由 (2.7) 式给出。由 (2.6) 式和 (2.7) 式可知, β 是无量纲的, α 的单位为 mm。(2.5) 式中 n 为各个站点小时雨量超过 0.1 mm 的总样本数。

$$T = \ln(\bar{x}) - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln(x_i) \quad (2.5)$$

$$\alpha = \frac{1}{4T} \left(1 + \sqrt{1 + \frac{4T}{3}} \right) \quad (2.6)$$

$$\hat{\beta} = \frac{\bar{x}}{\alpha} \quad (2.7)$$

2.3 参数分布特征

2.1 式显示, 尺度参数 β 不变时, 形状参数 α 越小, 概率密度大值区越靠左, 越接近 0.0 其概率密度越大; 当形状参数 α 不变时, 尺度参数 β 越大, 各个量级降水概率密度的分布越集中, 而尺度参数 β 越小, 不同量级降水分布越分散。

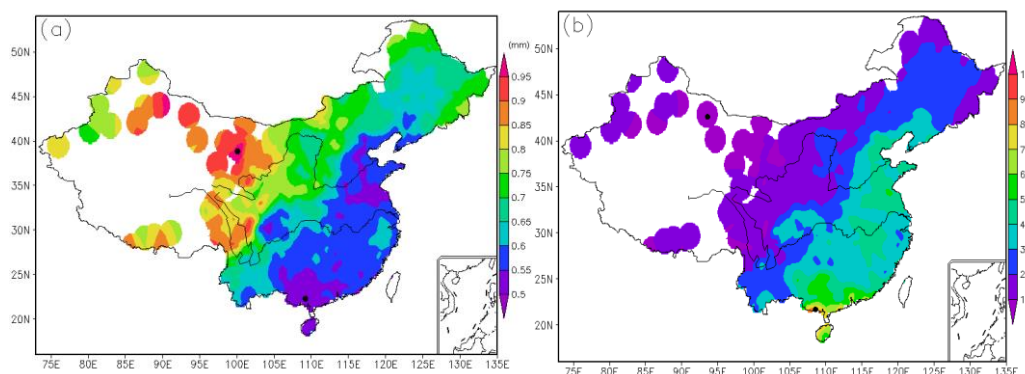
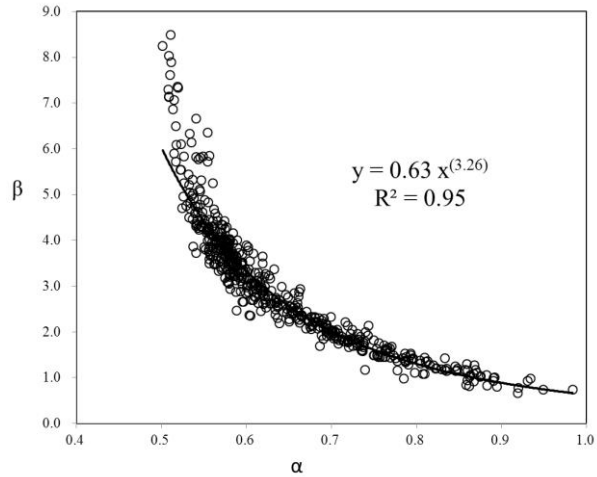


图 2.3 (a) 形状参数 α (mm) 和 (b) 尺度参数 β 的分布。黑点表示极值 α 和 β 的位置
Figure 2.3 Spatial distribution of (a) shape parameter α (mm) and (b) scale parameter β . Solid black dots indicating the stations with extreme α and β

图 2.4 形状参数 α (mm) 和尺度参数 β 的关系Figure 2.4 The relationship between shape parameter α (mm) and scale parameter β

针对 518 个站点的形状参数 α 和尺度参数 β 的分布显示 (图 2.3), 形状参数 α 在 0.5 和 1.0 之间变化, 均小于 1.0, 表明小时雨量分布最常出现在雨量较小的量级范围内。青藏高原东部和新疆西北部地区的 α 值一般在 0.75~0.90 之间, 而中东部大部分地区的 α 值在 0.50~0.70 之间, $\alpha = 0.7$ 的等值线自黑龙江北部向西南伸展至云南北部, 将我国的降水区显著地分为两部分, α 为 0.7 的等值线以东区域出现较强的小时降水的可能性显著大于以西地区。整体而言, 尺度参数 β 自华南向西北递减, 最大值出现在广西南部沿海。结合形状参数 α 的变化特征可知, 越往华南地区, 较大强度的小时降水出现的可能性越大。

α 和 β 在分布上自西北向华南的显著共同变化特征, 两者服从非常好的指数函数分布 (图 2.4), 随着形状参数 α 的增大, 尺度参数 β 呈指数减小, 拟合曲线的相关系数为 0.975, 表明对于描述我国小时降水分布的 Γ 函数而言, α 和 β 的分布具有高相关性, 在已知其中一个量的情况下, 可以推测另一个量的分布, 这对估算一些地区的降水分布是有利的, 即在仅知道一个地区小时雨量均值的情况下, 就可以根据公式 (2.7) 和图 2.4 中的公式确定 α 和 β 的值, 从而推算可能的小时降水的概率分布状况。

2.4 小时降水概率分布

2.4.1 站点小时降水概率分布

形状参数 α 和尺度参数 β 决定了具体的 Γ 分布形态, 从而也决定了对应的累

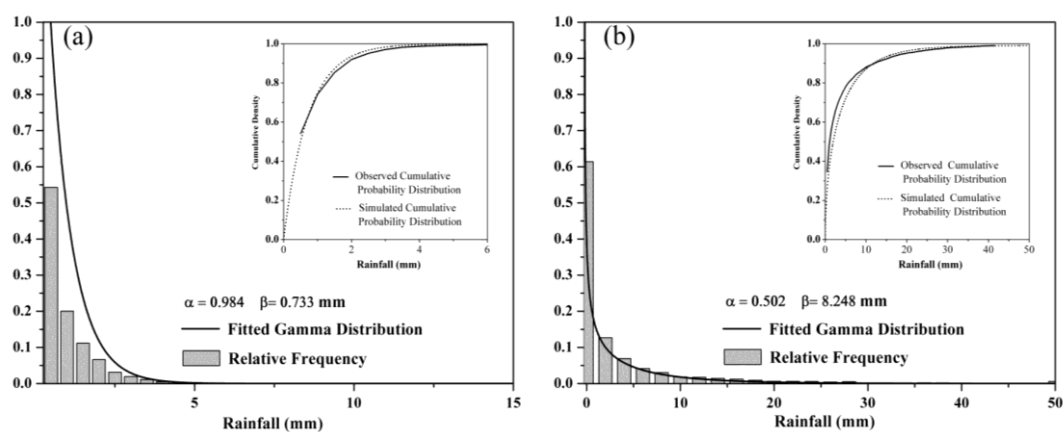
积概率密度函数的分布。2.3 节结果显示，小时降水的形状参数和尺度参数均有一定的分布区间。通过了解极端 α 和 β 情况下的站点降水分布，可以帮助我们了解所研究站点小时降水的整体分布状况。

首先对比极端 α 和 β 站点（信息见表 2.1，位置见图 2.3）的小时降水分布特征，并通过与频率分析得到的小时降水分布进行对比，评估其准确性。

表 2.1 极端 α 和 β 值的站点信息Table 2.1 Information of stations with maximum and minimum α and β

省份/站名	站号	经度	纬度	海拔高度 (m)	α 值	β 值
甘肃/张掖	52652	100.43	38.93	1483	0.984	0.733
广西/北海	59644	109.13	21.45	13	0.502	8.248
新疆/哈密	52203	93.52	42.82	737	0.919	0.656
广西/东兴	59626	107.97	21.53	22	0.511	8.492

图 2.5 为极端 α 和 β 情况下几个站点基于 Γ 函数和频率分析的小时降水分布状况，灰色柱状图为小时降水的频率分布，黑实线为 Γ 分布曲线，右上角的小图为频率分析和 Γ 分布下的累积概率密度分布。由于观测降水的间隔和最小记录为 0.1 mm，因此实况降水的累积概率从 0.1 mm 开始，且频率统计中的间隔也为 0.1 mm，而 Γ 拟合可以给出任意间隔的降水累积，考虑计算精度的影响，仅从 0.01 mm 开始累加，且降水间隔取为 0.001 mm。



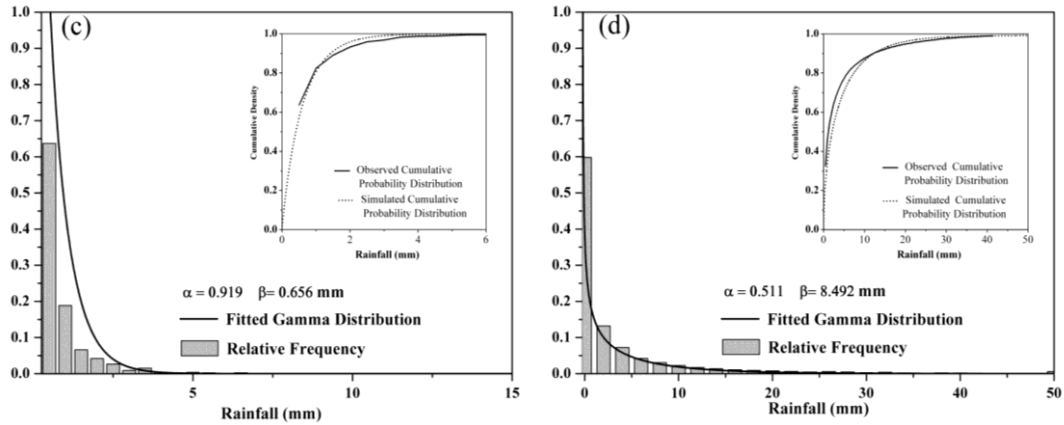


图 2.5 概率密度函数分布及与实况观测频率的匹配。(a) 甘肃/张掖: 最大 α 为 0.984 mm, β 为 0.733, (b) 广西/北海: 最小 α 为 0.502 mm, β 为 8.248, (c) 新疆/哈密: 最小 β 为 0.656, α 为 0.919 mm 和 (d) 广西/东兴: 最大 β 为 8.492, α 为 0.511 mm。右上角为累积概率密度分布

Figure 2.5 Comparison of fitted Γ distribution and the distribution of relative frequency of observed hourly rainfall. (a) Gansu/Zhangye: Maximum α is 0.984 mm with β equals 0.733, (b) Guangxi/Beihai: Minimum α is 0.502 mm with β equals 8.248, (c) Xinjiang/Hami: Minimum β is 0.656 with an α of 0.919 mm, (d) Guangxi/Dongxing: Maximum β is 8.492 with an α of 0.511 mm. The Cumulative Density distributions are shown on the top right corner

结果显示, 最大 α 和最小 β 时两站的 α 和 β 均较接近, 其小时降水分布均有很大的类似性。两站的小时降水主要集中在 5.0mm 以下的区间, 且越接近 0.1 mm 出现的可能性越大 (图 2.5a 和 2.5c)。累积概率密度分布表明, 基于 Γ 分布和频率分析得到的小时降水的分布有非常好的一致性, 且对于 5.0 mm 的小时降水阈值, 对应的累积概率均已经超过了 0.99, 即均表明 99% 以上的小时降水集中在 5.0 mm 以下的区域。因此, 对于这两个站所代表的区域, 5.0 mm 的小时降水已经是较为极端的情况了, 其小时降水达到和超过 20.0 mm 的概率是非常低的, 也正是因为如此, 当这些地区出现十几毫米的降水时, 即为非常极端的短时强降水, 易于诱发山洪泥石流等地质灾害。

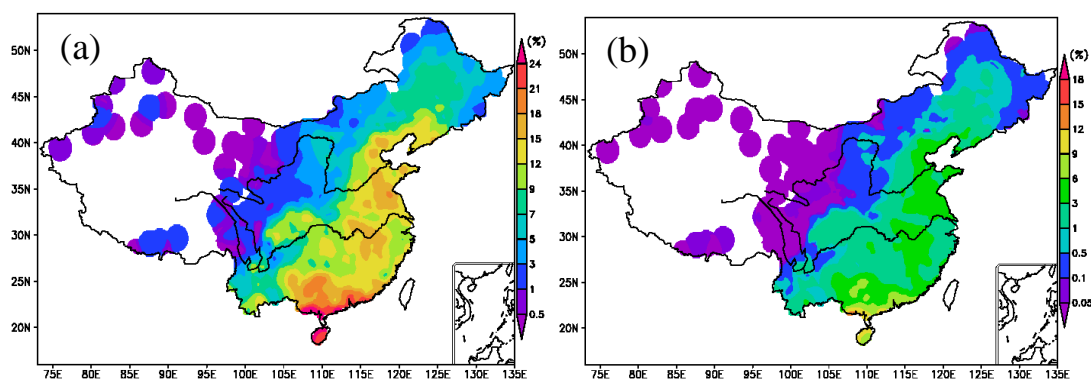
图 2.5b 和 2.5d 所示为另一种极端情况, 尽管小时降水越靠近 0.1 mm 出现的可能性越大, 但与图 2.5a 和 2.5c 两站相比, 较大量级降水出现的可能性在不断增加, 部分时次的小时降水甚至超过了 50.0 mm。20.0 mm 对应的累积概率为 96%, 此后累积概率增长的速度显著变缓, 50.0 mm 的小时降水对应的累积概率约为 99%, 但仍然有大约 1% 的概率超过 50.0 mm, 表明这些站点出现较大量级

降水的可能性远大于图 2.5a 和 2.5c 所代表的站点。基于 Γ 分布和频率分析的小时降水分布显示，由于实况降水的间隔限定在 0.1mm， Γ 分布得到的累积概率密度分布具有更好的连续性，由于这种连续性，可以估计对于当前实况观测中未出现过的降水强度的概率，因此下文将对超过不同强度阈值的小时降水的可能性进行分析。

2.4.2 小时降水的空间概率分布

当小时降水的概率分布函数确定后，可以根据分布函数计算超过给定阈值的累积概率。本部分基于前述结果，对小时降水超过 5.0 mm、10.0 mm、20.0 mm 和 30.0 mm 的累积概率进行研究。

各站小时雨量超过 5.0 mm 的累积概率分布显示，9.0 % 的等累积概率线将我国大陆地区显著地分为两部分（图 2.6a）。总体而言，东部低海拔地区小时降水超过 5.0 mm 的累积概率显著高于西部地区，且越往华南，累积概率越高，最高累积概率超过了 21.0%，出现在华南南部沿海和海南，即所有超过 0.1 mm 的降水中，平均 21% 的时次的降水量超过了 5.0 mm。与华南的较高累积概率相比，华北也有一高累积概率区域，最大累积概率超过了 18%，其次是江南中北部和环渤海周围。从 9.0% 等值线向西和向北，距离越远，小时雨量超过 5.0mm 的概率越低，如果定义超过 95.0% 的累积概率的降水为极端降水，则高原地区小时雨量达到 5.0 mm 已经是极端降水了。这种分布可能与大气中的水汽主要集中在低海拔地区有关（Zhai and Eskridge, 1997）。



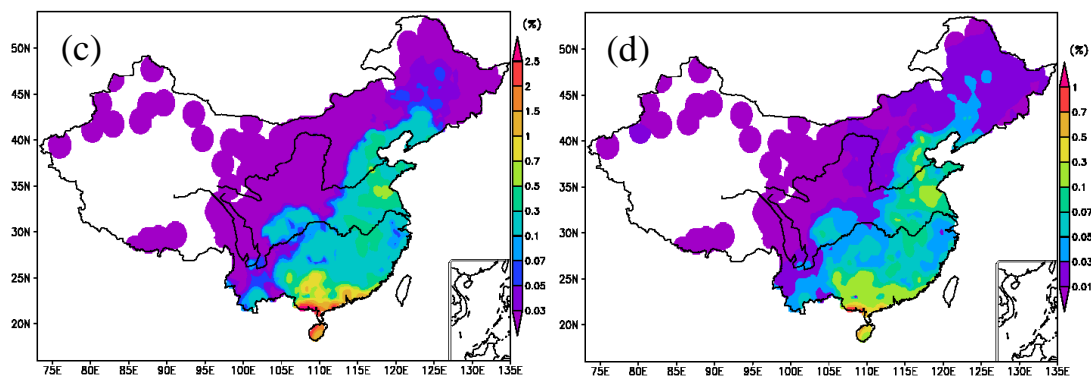


图 2.6 小时雨量超过 (a) 5.0 mm, (b) 10.0 mm, (c) 20.0 mm, 和 (d) 30.0 mm 的累积概率分布

Figure 2.6 Spatial distribution of CDF with hourly rainfall thresholds of (a) 5.0 mm, (b) 10.0 mm, (c) 20.0 mm, and (d) 30.0 mm

超过 10.0 mm 的小时降水最常出现的区域仍然是广西东南部和海南西北部 (图 2.6b), 最大累积概率超过了 8.0%, 即小时雨量超过 0.1mm 的降水中, 平均有 8.0% 以上的时次的小时降水量超过 10.0 mm, 但即使如此, 这一比例仍不足超过 5.0 mm 的概率的一半。小时雨量超过 20.0 mm 和 30.0 mm 的累积概率分布与超过 5.0 mm 和 10.0 mm 的累积概率分布相似, 但对应的累积概率值一般小一个量级, 但广西东南部和海南西北部均是高概率区域, 这一区域小时降水超过 20.0 mm 和 30.0 mm 的累积概率分别为 2.0% 和 0.7%, 华北地区为另一个概率大值区, 尽管结果与陈炯等 (2013) 得到的结果有一定的差异, 但也表明, 尽管华北地区出现降水的小时数比较少, 但容易出现高强度的小时降水。同时, 结合图 2.2 可知, 尽管四川西南部是最易出现降水的区域, 但其出现较大量级小时降水的可能性较小。

2.4.3 极端降水的空间分布特征

获得了小时降水的概率分布曲线后, 可以估算不同站点的极端降水阈值。Garrett 等 (2008a, b) 和 Gemmer 等 (2011) 等很多学者从概率分布的角度出发, 定义超过某一累积概率阈值 (一般为 90% 或 95%) 的事件为极端事件。此处将 95% 累积概率的雨量值定义为站点的极端小时降水。

95% 累积概率对应的降水阈值分布结果显示 (图 2.7), 其分布与我国地形地势的分布较为一致, 95% 累积概率对应的极端小时降水阈值自华南向西北逐渐减

小，西北地区 95% 累积概率对应的极端小时降水阈值不超过 5.0 mm，广西南部沿海超过了 20.0 mm。而华北地区 95% 累积概率对应的小时降水阈值高于江南大部，这也是值得注意的地方。

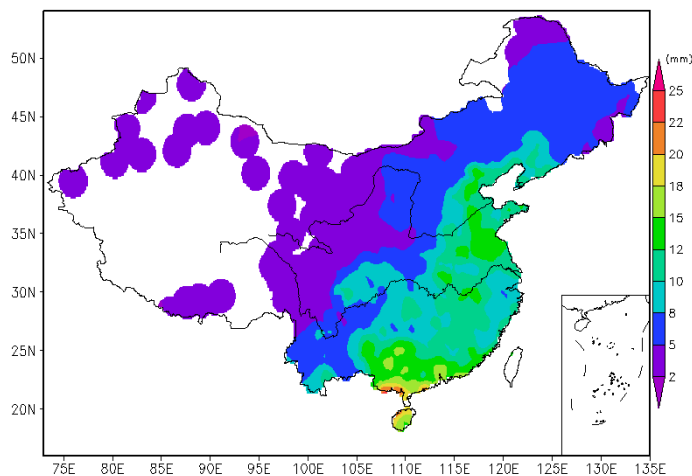


图 2.7 95% 累积概率对应的小时降水强度 (mm) 分布

Figure 2.7 Distribution of hourly rainfall intensities (mm) for the 95% CDF

2.5 地形对降水分布形态的影响

前述分析表明我国的地形高度对不同等级降水的累积概率分布有重要的影响。由于 α 和 β 可以通过一定的关系式计算，仅给出 α 随海拔高度的变化。结果显示， α 与海拔高度呈指数相关（图 2.8），随海拔高度的增加， α 遵从指数规律单调递减，相关系数超过了 0.70（平方为 0.50）。对于给定的 β ($\beta > 1.0$)，海拔越高， α 越大，则出现较小量级小时降水的可能性越大，反之出现较大量级小时降水的可能性越大。可见，地形对我国不同地区的小时降水分布具有重要的影响，这可能与地形对大气中的水汽含量、对环境热力和动力条件都有影响有关。

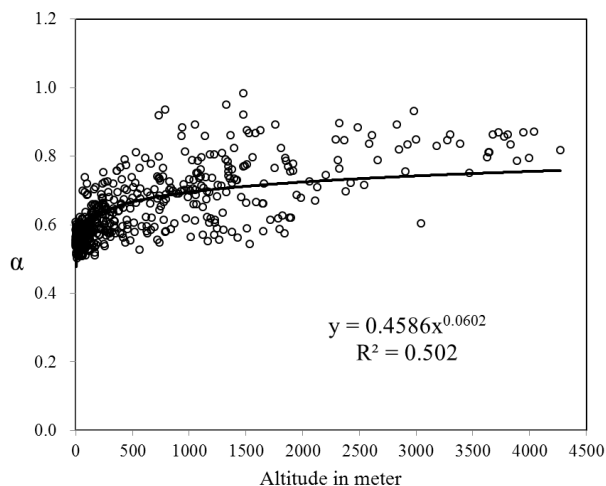


图 2.8 形状参数 α (mm) 与地形高度 (m) 的关系

Figure 2.8 The relationships between altitude (m) and shape parameter α (mm)

2.6 本章小结

本章采用 Thom (1958) 的最大似然估计方法, 利用 Γ 分布函数, 对 518 个观测站 1991~2009 年 5 月 1 日至 9 月 30 日的小时降水的分布进行了详细分析, 并对超过给定小时降水阈值以及极端情况进行了分析。结果表明:

- (1) 我国华南沿海地区高强度小时降水出现的累积概率最高, 从华南沿海向西北逐步减少。以 95% 累计概率为界, 华南沿海超过 25 mm 的小时降水可以称得上极端, 但西北地区 5 mm 的小时降水即可以算是极端短时强降水了。
- (2) Γ 概率密度分布函数中, 形状参数 α 和尺度参数 β 的分布与我国的地形地势分布有很大的关系, 且通过获取 α 和 β 的分布即可以确定用于描述某一点小时降水分布的 Γ 函数, 从而给出其概率密度分布曲线; 与频率分析法得到的结果相比, Γ 函数分布很好地描述了小时降水的分布状况。
- (3) 根据 Γ 分布得到小时降水概率密度分布与频率分析结果一致; 华南沿海和海南西北部是较强小时降水的高概率区, 有降水记录情况下其小时雨量超过 10.0 mm、20.0 mm 和 30.0 mm 的累积概率分布达到了 8.0%、2.0% 和 0.7%, 另一个常出现极端降水的区域为华北地区, 四川西南部是最易于出现降水的地方, 但小时降水主要集中在 5.0 mm 以下。

但需要注意的是, 本章的研究中只使用了 518 个测站的资料, 分布到 34 个省级行政区中, 则平均每个省级行政区只有大约 15 个测站, 对于地势较为单一的地区, 结果的代表性较高, 但对于地形地势起伏较大的地区, 还有待于收集更多的小时降水资料进行更为详细的分析。

第3章 短时强降水天气发生的环境物理量特征

3.1 引言

短时强降水是多尺度天气相互作用的结果(丁一汇, 2005; 慕建利等, 2008; Luo 等, 2014; Fu 等, 2016, 2018), 往往是在有利的大尺度环境条件下, 由中小尺度天气系统直接产生。就目前条件和技术水平而言, 根据大尺度环境形势和数值预报结果, 分析不同地区的水汽、热力以及可能的触发抬升机制等条件, 并结合预报员的综合判断, 给出短时强降水的预报落区, 是完成短时强降水短时短期预报的主要方式之一。这种方法的应用必须首先筛选环境特征物理量和确定其阈值, 这些研究是这一方法的基础, 也为探索短时强降水的成因提供了线索。

本章通过两步完成短时强降水环境物理量及其阈值的分析, 首先对常用物理量的表现进行评估, 然后基于强对流发生的环境要素必要条件, 即水汽、热力和动力抬升触发等方面进行详细分析。物理量总体评估中采用指标值方式, 仅从统计指标结果进行分析, 不考虑具体物理量的含义。关键物理要素构成分析中, 结合小时降水的强度分级, 综合考虑物理量所表征的具体物理意义, 对部分物理量进行详细研究。

3.2 资料和方法

对于国家气象中心业务规定的 20 mm h^{-1} 的短时强降水, 主要集中在东部低海拔地区, 因此, 本章主要对我国东部海拔低于 1000 m 的站点的小时降水资料进行分析。尽管如此, 由于所用分析方法和实况资料的不同: 物理量总体评估中使用了两年的加密自动站和基本基准站资料, 但仅对短时强降水进行分析; 关键物理要素构成分析中用到了长历史序列的小时降水资料, 察看其对无降水、普通降水和短时强降水的区分能力, 因此分别介绍。

3.2.1 总体评估中应用的资料

物理量总体评估中, 只针对短时强降水 ($\geq 20 \text{ mm h}^{-1}$), 不考虑其它降水强度情况。由于近些年我国加密自动观测站的不断增加, 该方法采用了以常规预报检验站为基准(图 3.1a)、综合考虑其周围加密自动站(图 3.1b)观测信息的处理方法, 并结合 NCEP (National Centers for Environmental Prediction)分析场对物理

量的指示意义进行分析。

评估检验站数量为 1887，是业务预报中规定使用的检验站，但在本研究中考考虑短时强降水的气候概率分布，剔除了海拔超过 1000 m 的部分。加密自动站的数量每年都有变化，图 3.1b 给出了 2009~2010 年约 33000 个自动雨量观测站的分布，所有的资料均经过了气候学界限值检查和区域极值检查(任之花等, 2010)。为了与 NCEP 最终分析场的时间分辨率匹配，本章所用资料为 2011~2012 年 6~8 月 6 小时间隔的加密自动站降水资料。

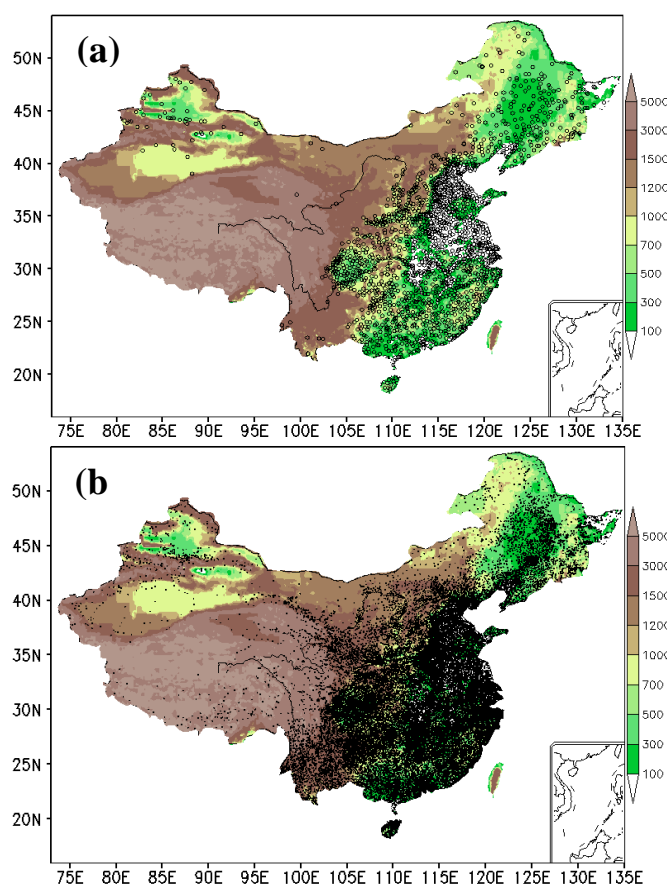


图 3.1 用于物理量总体评估的(a)评估检验站、(b)加密自动站及地形(阴影, m)分布
Figure 3.1 The distribution of (a) the evaluation stations, (b) the automatic meteorological observation stations (AMOSs) and the topography (shaded, m)

3.2.2 关键物理要素构成中应用的资料

考虑关键物理量的方法中，需要综合考虑未出现降水 ($<0.1 \text{ mm h}^{-1}$)、普通降水 ($0.1-19.9 \text{ mm h}^{-1}$)、短时强降水 ($\geq 20.0 \text{ mm h}^{-1}$) 以及更大强度的短时强降水等不同强度小时降水的对比。经过质控等一系列处理(见第 2 章资料处理部分)，考虑结果的代表性，同时考虑可用的再分析资料的时段，最终截取了我国

东部 2002~2009 年暖季 411 站的小时降水资料 (图 3.2)。

有多种资料可用于环境物理量的分析, 如探空资料、NCEP FNL (Final Analysis) 资料及 ECMWF (The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) 发布的 ERA-40 再分析资料。由于探空站点分布较为稀疏, 且一天只有两次观测, 不能满足资料分析的需求, 因此本研究中主要使用再分析资料开展研究工作。针对 NCEP FNL 和 ERA-40 资料, 黄刚 (2006) 研究显示两套资料各有优缺点, 赵天宝等 (2009a, 2009b) 应用探空和地表观测量的评估显示, 两套再分析在中国区域的适用性随区域和季节的变化而变化, 且与所关注变量的时间尺度相关。考虑 NCEP FNL 资料更容易获取, 提供的气压层次更多, 可选用的物理量也更多, 最终选用 NCEP FNL 资料用于本文的研究。

NCEP FNL 分析资料一天四次 (02: 00, 08: 00, 14: 00 和 20: 00 BST, 如无特别说明, 本研究中所用时间均为北京时), 实况观测每天 24 次记录, 在实际处理中, 首先将 24 次实况降水记录以四次分析资料的时间为中心划分为四个时间段, 对每个站点每个时间段中 6 小时的降水, 先计算 6 个时次的最大小时降水, 将最大值作为与相应分析资料对应的降水。因此, 通过这一步骤处理后得到的短时强降水的样本量将少于实际的短时强降水数量。通过双线性插值, 根据 NCEP FNL 资料得到站点的相应物理量值, 并针对前述 6 小时最大降水值和插值后的物理量进行统计分析, 最终得到未出现降水的样本数 1573370 个, 普通降水样本 355346 个, 短时强降水样本 11401 个 (含 $\geq 50 \text{ mm h}^{-1}$ 样本 788 个)。

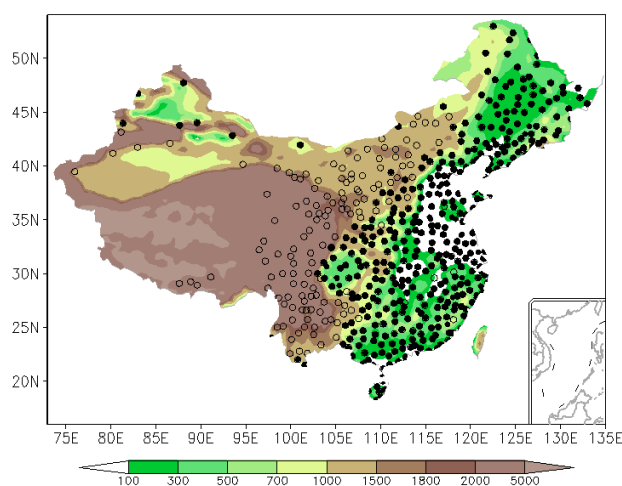


图 3.2 关键物理量构成方法的资料站点分布 (实心点), 阴影为地形

Figure 3.2 Distribution of stations used for ingredients-based method (solid dots), shaded is the topography (m)

3.2.3 物理量资料

本研究中使用的与水汽相关的物理量包括整层可降水量 (PWAT)、比湿和相对湿度, 表征大气辐合抬升动力条件的物理量包括低层散度、垂直风切变、涡度平流散度, 表征不稳定条件的有最佳对流有效位能 (BCAPE, Best Convective Available Potential Energy)、K 指数、最优抬升指数 (BLI, Best Lifted Index)、抬升指数、850 和 500h Pa 温差、沙氏指数、总指数 (TT, Total Totals)、温度、假相当位温等, 物理量的名称和单位可见表 3.1, 这些物理量均直接来自于 NCEP FNL 或由其计算而来。

3.3 总体评估指标和方法

TS 评分 (T, Threat Score)、预报偏差 (B, Bias)、虚警率 (F, False Alarm Rate) 和命中率 (H, Hit Rate) 等作为确定性预报的评分标准, 已经纳入业务预报评价体系。在使用这些指标时, 先对实况和预报的有无进行判断, 再根据相关的算式计算指标值。

$$T = a / (a + b + c) \quad (3.1)$$

$$B = (a + b) / (a + c) \quad (3.2)$$

$$F = b / (a + b) \quad (3.3)$$

$$H = a / (a + c) \quad (3.4)$$

式中 a 表示预报正确的次数, b 为漏报的次数, c 表示空报的次数, d 为预报无的正确次数, 计算指标的意义可参见 Wilks (2011)。

一些天气如由中小尺度天气系统产生的短时强降水、冰雹等, 难以通过常规的检验方法进行准确反映, 参考强对流预报的业务检验方法, 采用一种空间检验方法, 即点对点检验方法对物理量的指示意义进行分析。

3.3.1 点对点检验

点对点检验中, 计算 T、B、F 和 H 所依据的 a、b、c 和 d 的值需通过综合考虑常规地面气象站和加密自动站的记录情况, 即通过检索常规气象站一定距离范围内的自动站记录情况。

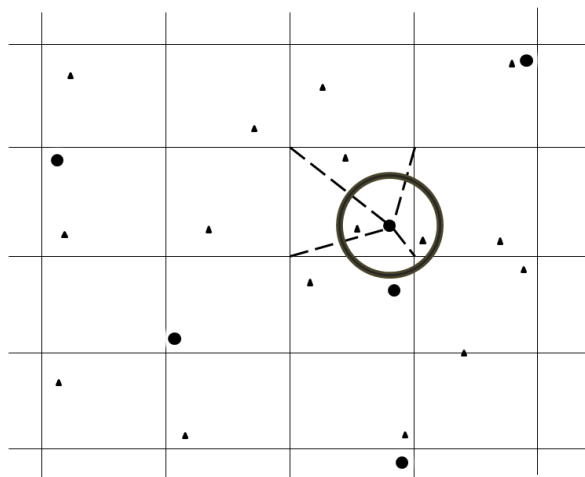


图 3.3 检验站检索示意图。网格代表分析/预报场，黑色实心点表示检验站，黑色三角为加密站，圆圈表示检索范围

Figure 3.3 Schematic diagram of the searching process. The lattice field indicates the numerical analysis or prediction field. The verification stations are represented by solid black dots, the gray triangles are the AMOSs, and the black circle denotes the searching area around a single verification station

这一方法中，常规站为检验站，在检验站一定距离范围内的自动站均可被检索到（图 3.3）。能否认定检验站出现了相应的实况，主要取决于两方面因素：（1）搜索半径的大小。半径越大，能够检索的加密站越多，越容易检索到相应的实况。

（2）自动站记录数，即当检索半径固定的时候，检索到多少个实况时，可以认为评估检验站也出现了相应的实况。与传统点对点检验相比，这一处理相当于扩大了实况的空间范围，但却不影响预报结果。Hilliker（2004）对类似问题的研究中指出， a 对 T 的影响尤其复杂，由于 a 、 b 、 c 和 d 的相对变化对检验指标值影响的讨论属于纯数学讨论的范畴，下文将主要从物理量敏感性的角度进行分析。

3.3.2 搜索半径和记录数阈值对检验结果的影响

不同物理量对短时强降水产生的影响不同，以最优抬升指数（BLI）为例，对不同物理量对短时强降水的影响大小进行分析。最优抬升指数越小，表征不稳定性越强，因此将给定的最优抬升指数作为阈值，分别统计相应的 a 、 b 、 c 和 d 值，再对相关的指标进行计算和分析。

评估指标随最优抬升指数的变化显示，对于给定的最优抬升指数，当搜索半径小于 140 km 时， T 随搜索半径的增大而增大，偏差 B 随搜索半径的增大而减

小，虚警率 F 则随搜索半径的增大而减小；当搜索半径超过 140 km 时， T 、 B 和 F 均不再随搜索半径的变化而有明显变化，表明 140 km 的范围可能是具有表征意义的半径，即对于某点 3 h 内能否出现短时强降水，140 km 内的热力不稳定条件才会产生影响。

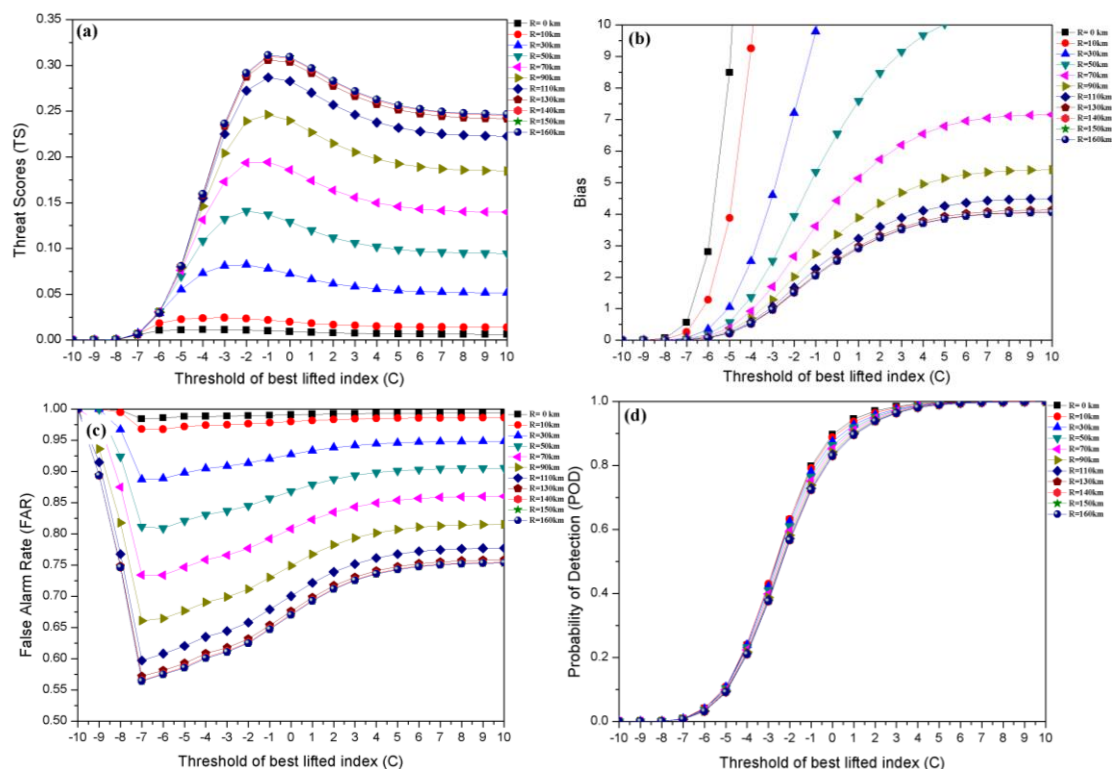


图 3.4 设定加密站记录数阈值为 1 时，评估指标随搜索半径和最优抬升指数的变化。其中， $R = 0$ km 表示使用传统点对点检验时的结果。(a) TS 评分 (T)，(b) 预报偏差 (B)，(c) 虚警率 (F)，(d) 命中率 (H)

Figure 3.4 Variation of evaluation scores with the searching radius and best lifted index. The basic datum station was considered a short-duration heavy rainfall record while at least one AMOS has a record of short-duration heavy rainfall reported. $R = 0$ km represents the results obtained with the traditional point-point verification method. (a) Threat Scores (T), (b) Bias (B), (c) False alarm ratio (F), and (d) Hit rate (H)

对于给定的搜索半径， T 随最优抬升指数的增大先增大后减小。不同搜索半径的最大 T 对应的最优抬升指数随搜索半径的增大而增大，当搜索半径为 140 km 时， T 在最优抬升指数为 -1°C 时取得 0.310 的极大值。尽管 T 最大值均出现在最优抬升指数为负时，但在最优抬升指数大于 0°C 时，仍能得到一定的 T ，且命中率 H 较高，但此时预报偏差几乎都超过了 3.0，且 F 均超过 0.7，显示了严重的空报。当最优抬升指数小于 -7°C 时， T 、 B 和 H 均趋于 0，这与最优抬升指数的

值很少小于 -7°C 有关。

T 的变化显示 (图 3.5a), 对于给定的记录数阈值, T 随最优抬升指数的增大先增大后减小, 只是记录数阈值越大, T 随最优抬升指数变化的曲线与点对点时的结果越接近, 其波动也越小。对于给定的最优抬升指数阈值, T 随记录数阈值的增大而快速减小, 记录数阈值越大, 减小的速率越慢。预报偏差 B 和虚警率 F 也显示了类似的特征 (图 3.5a 和 3.5b)。因此, 对于记录数阈值的选择, 需要根据实际情况慎重选择。点对点检验的结果可看作是给定搜索半径时, 记录数阈值无限大时的情况。针对其它物理量指标的详细分析也得到了完全一致的结果。

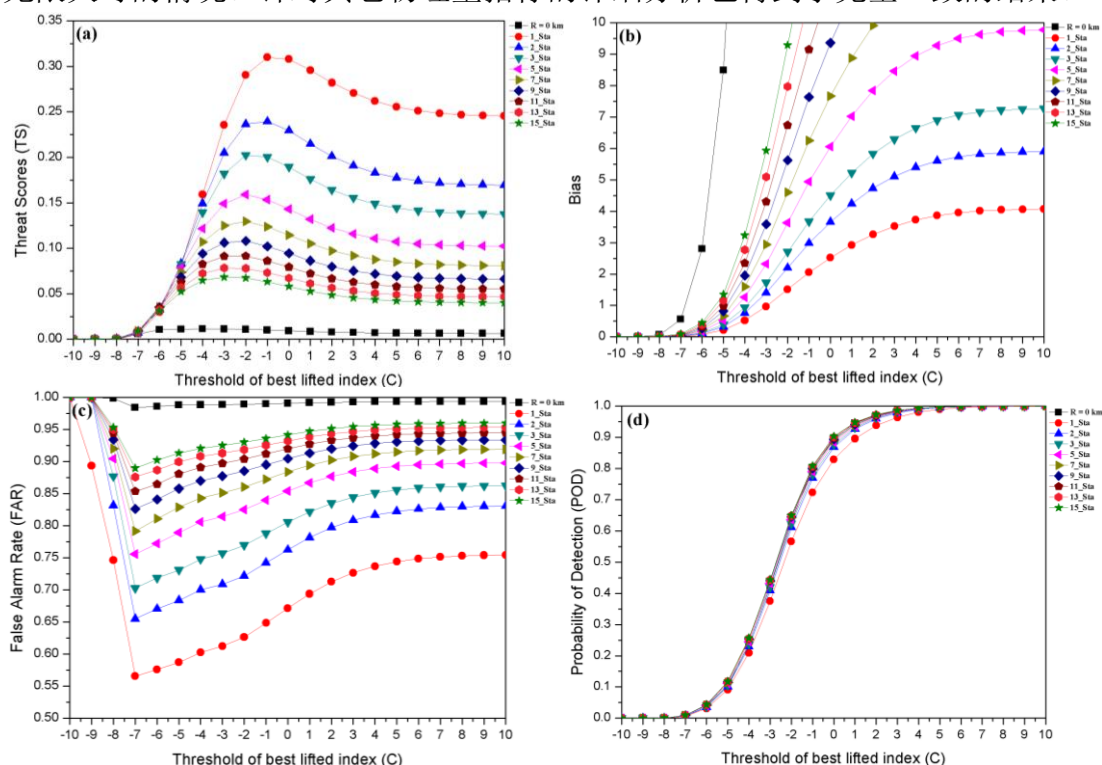


图 3.5 同图 3.4, 为设定搜索半径 140 km 时, 检验指标随记录阈值和最优抬升指数的变化

Figure 3.5 Same as Fig.3.4, but for scores variation with the BLI and the AMOS number of short-duration heavy rainfall with the searching radius of 140 km

相比于传统的点对点检验方法, 本章的处理方法只用单一物理量指示短时强降水也可以得到较好的检验指标结果, 如 T 远远超过了点对点检验的最大 T。造成结果之间巨大差别的原因可能与造成短时强降水的天气系统的水平尺度有关, 即短时强降水一般由中小尺度系统产生, 但也可能与形成短时强降水的大尺度环境条件有关, 即只有 140 km 内的不稳定、水汽等条件对能否在 3 h 内出现短时强降水产生影响, 超过此距离的物理量将难以在 3 h 内对该点产生作用。因此,

140 km 的半径可能是我国东部产生短时强降水天气时的环境大气物理量的影响半径,但也可能是中小尺度系统或中尺度雨团的最优半径,尚需通过中尺度对流系统的分布统计和相关研究来进一步验证。

在某些情况下,如出现无人值守的自动站的虚假记录等,取记录数阈值数为 1 时会使得检验结果的代表性不够,因此,推荐使用记录数阈值 2,即当在 140 km 的范围内检索到两个自动站出现短时强降水时,可以认为检验站出现了短时强降水,但对于质量可靠的数据,使用一个搜索记录数阈值也是合理的。通过分析表明,我国针对短时强降水的点对面检验,搜索半径为 140 km,记录数阈值为 2,是比较合理的。

3.3.3 诊断物理量的敏感性

基于点对面的物理量评估中采用检索半径 140 km,记录数阈值 2,根据 T 大小得到不同物理量的排序及其最佳阈值(表 3.1)。排序时不仅考虑了 T 的大小,且考虑偏差 B 的值在 1.0 和 2.0 之间,如果 T 取最大值时 B 不满足,则取 B 值最接近 1.0 和 2.0 区间时的 T 大值。因此,表 3.1 中给出的并不全是 T 取最大值时的情况,但通过表 3.1 中预报偏差 B 的取值可知,除 700 hPa 水汽通量散度和 850 hPa 散度场外,其它量均满足 T 取最大值时 B 值在 1.0 和 2.0 之间的要求。

排名前十的物理量中包含了大部分完全表征大气水汽条件的量(表 3.1),如 PWAT、850 hPa 和 925 hPa 比湿,显示水汽相关量对短时强降水的指示意义最好。K 指数的表现与整层可降水量相当,其次是假相当位温,均显著优于其它热力条件表征量,表明与水汽相关的湿热指标也可以很好地用于指示短时强降水。沙氏指数表明,不稳定的层结结构也是短时强降水出现的重要条件。但无论是低层还是中层的水汽通量散度和温度平流,他们的各项评分指标均相当,表明不同层次的水汽通量散度和温度平流对短时强降水的指示意义都比较接近,但不显著。值得注意的是,表征触发条件的散度场中,925 hPa 散度的指示意义要好于 850 hPa 散度,表明近地层的辐合触发对于短时强降水的指示意义更为显著。垂直风切变的指示意义不够显著。

表 3.1 根据 T 从大到小排列的不同物理量的评分和阈值。

Table 3.1 The parameters listed in descending order of T

类别	物理量 (简写)	最佳阈值	单位	<i>T</i>	<i>B</i>	<i>F</i>	<i>H</i>
水汽条件表征量	整层可降水量 (PWAT)	52	mm	0.275	1.645	0.653	0.570
	850 hPa 比湿	13	g kg ⁻¹	0.263	1.542	0.657	0.629
	850 hPa 假相当位温*	342	K	0.261	1.860	0.682	0.591
	700 hPa 假相当位温*	342	K	0.256	1.938	0.691	0.599
	925 hPa 比湿	15	g kg ⁻¹	0.248	1.705	0.685	0.537
	925 hPa 假相当位温*	348	K	0.235	1.564	0.688	0.488
	700 hPa 相对湿度	80	%	0.215	1.882	0.729	0.510
	850 hPa 相对湿度	85	%	0.192	1.363	0.721	0.380
	925 hPa 水汽通量散度	-1×10 ⁻⁷	g s ⁻¹ cm ⁻² hPa ⁻¹	0.180	1.308	0.731	0.352
	700 hPa 水汽通量散度	0×10 ⁻⁷	g s ⁻¹ cm ⁻² hPa ⁻¹	0.151	2.938	0.824	0.516
热力条件表征量	850 hPa 水汽通量散度	-1×10 ⁻⁷	g s ⁻¹ cm ⁻² hPa ⁻¹	0.149	1.006	0.741	0.260
	K 指数*	35	°C	0.275	1.596	0.649	0.560
	沙氏指数	0	°C	0.235	1.714	0.699	0.516
	最佳对流有效位能 (BCAPE)	500	J kg ⁻¹	0.226	1.972	0.722	0.548
	抬升指数 (LI)	-3	°C	0.213	1.523	0.709	0.443
	最优抬升指数 (BLI)	-3	°C	0.205	1.403	0.709	0.409
	925 hPa 温度平流	5×10 ⁻⁶	K s ⁻¹	0.144	1.621	0.797	0.329
	850 hPa 温度平流	10×10 ⁻⁶	K s ⁻¹	0.143	1.607	0.797	0.326
	500 hPa 温度平流	10×10 ⁻⁶	K s ⁻¹	0.136	1.724	0.811	0.326
	500 hPa 温度	20	°C	0.129	1.401	0.805	0.273
动力条件表征量	总指数 (TT)	44	°C	0.117	1.444	0.823	0.255
	850 与 500hPa 温差 (T85)	24	°C	0.072	1.838	0.896	0.191
	925 hPa 散度	-1×10 ⁻⁵	s ⁻¹	0.147	1.048	0.750	0.262
	0-3 千米垂直风切	7	m s ⁻¹	0.129	1.705	0.818	0.310
	500 hPa 涡度平流	2×10 ⁻¹⁰	s ⁻²	0.120	1.734	0.831	0.293
	925 hPa 涡度平流	0×10 ⁻¹⁰	s ⁻²	0.119	1.746	0.833	0.291
	0-1 千米垂直风切	7	m s ⁻¹	0.117	1.260	0.812	0.236
	850 hPa 散度	-1×10 ⁻⁵	s ⁻¹	0.116	0.842	0.773	0.191
	850 hPa 涡度平流	1×10 ⁻¹⁰	s ⁻²	0.114	1.558	0.832	0.261
	0-6 千米垂直风切变	11	m s ⁻¹	0.089	1.609	0.867	0.214

*K 指数为热力和水汽综合量，但一般作为热力因子分析，假相当位温是温度、气压和湿度综合量，此处归类于水汽因子。

一定的水汽、热力不稳定、动力触发是对流天气发生和维持的重要三方面条件。表 3.1 表明，如果仅根据物理量的得分排序，动力条件表征量将难以入选，因此结合国内外相关的研究方法，在表 3.1 的基础上，做进一步的分析。在进行分析的时候，每一类物理量中排序最靠前的量必选，但对后面的物理量没有完全按照评分次序，而是结合了物理量的意义和国内外对所选物理量的认可度，如国内外对 BCAPE、BLI 的研究和分析使用频率远高于沙氏指数等。经过总结处理，后续所分析的量主要有水汽条件表征量：PWAT、比湿和相对湿度；热力条件表

征量：K 指数、BLI、TT、T85 和 BCAPE；动力条件表征量：850 hPa 和 925 hPa 散度，以及垂直风切变。

3.4 不同降水强度的关键物理量分析：水汽

整层可降水量 (PWAT) 是从地面到高空的水汽 (比湿) 积分。比湿是特定气压层的水汽含量。相对湿度是大气水汽的饱和状况，是相对量。这里将我国东部暖季的小时降水分为无降水 ($<0.1 \text{ mm h}^{-1}$)、普通降水 ($0.1-19.9 \text{ mm h}^{-1}$)、短时强降水 ($\geq 20.0 \text{ mm h}^{-1}$) 三类进行讨论。PWAT 分布 (图 3.6) 显示，无降水、普通降水和短时强降水时的 PWAT 变化范围分别为 6~65，14~70 和 28~74 mm，随着小时降水强度的增大，对应的 99% 的上限阈值略有增加，但下限阈值却增长显著。短时强降水的下限阈值约为 28 mm，表明当 PWAT 低于 28 mm 时，即使出现强的抬升和不稳定，也难以出现超过 20.0 mm h^{-1} 的降水。短时强降水和无降水时 PWAT 第一百百分位的下限阈值差约为 22 mm，这与短时强降水 20.0 mm h^{-1} 的阈值非常一致，也与 Humphreys (1919) 指出的不同量级降水与大气水汽含量的阈值相当，但原因尚不明确。图 3.6 还显示，无降水时 PWAT 各百分位的分布比较均匀，普通降水主要集中在 PWAT 较大的 50% 范围内，随着 PWAT 的增大，短时强降水出现的可能性也逐渐增大。

75% 的短时强降水天气出现在 PWAT 超过 51 mm 时，普通降水约为 50%，无降水大约为 25%，显示大气中水汽越充沛，越有利于短时强降水出现。对于短时强降水时 59 mm 的 PWAT 中值，出现普通降水的比例小于 25%，而出现无降水天气比例则远小于 25%。PWAT 超过 70 mm 时则短时强降水出现的概率非常高，因为这时出现无降水和普通降水的比例已经非常低了。

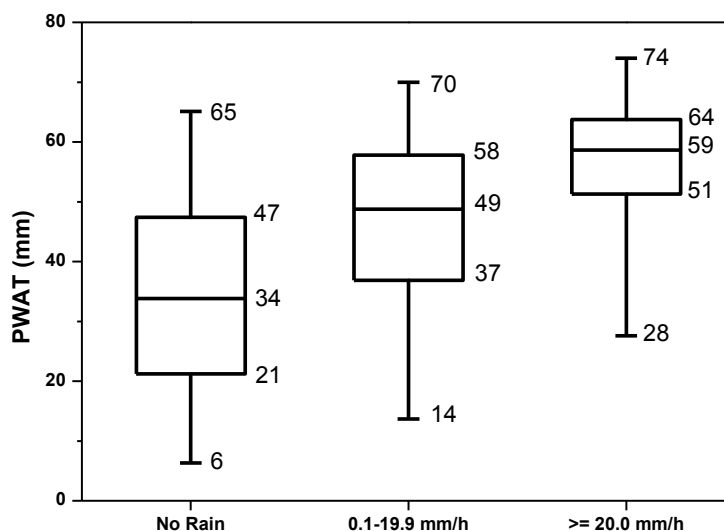


图 3.6 暖季三类小时降水强度的整层可降水量 (PWAT) 箱线图。最上端和下端的短横线分别表示第 99 和第 1 百分位值, 箱子表示有 50% 的该类事件出现在这一范围内, 箱子的三条横线分别表示第 75、第 50 和第 25 百分位分布

Figure 3.6 Box-and-whisker plots for PWAT of the three rainfall categories. The upper and lower horizontal bars represent the 99th and 1st percentile of PWAT. The three horizontal lines of the boxes indicating the 75th, 50th, and 25th percentiles, respectively

针对比湿 (q) 的分析显示, 925 hPa 无降水、普通降水和短时强降水的比湿中值分别为 11.4、14.0 和 16.8 g kg^{-1} , 对于短时强降水第 25 百分位点 15.4 g kg^{-1} 的比湿, 普通降水超过该阈值的比例不足 50%, 无降水部分则占 25%, 对于 16.8 g kg^{-1} 的中值, 不足 25% 的普通降水超过该阈值, 无降水的比例则远低于 25%。850 hPa 和 700 hPa 也显示了与 925 hPa 分布类似的特点, 只是其阈值随着气压层的升高而快速降低, 不同百分位阈值间的绝对差不断减小。比湿分布的物理意义在于, 当 925 hPa、850 hPa 和 700 hPa 其中一层的 q 小于 8.8 g kg^{-1} 、7.7 g kg^{-1} 和 4.5 g kg^{-1} 时, 可以排除短时强降水的出现。超过 8.8 g kg^{-1} 、7.7 g kg^{-1} 和 4.5 g kg^{-1} 的绝对水汽含量是出现短时强降水时 925 hPa、850 hPa 和 700 hPa 必须满足的基本水汽条件, 低于该阈值时出现短时强降水的可能性很低。同样, 当 925 hPa、850 hPa 和 700 hPa 的比湿分别超过 16.8、14.3 和 9.8 g kg^{-1} 时, 可以认为短时强降水出现的可能性非常大。

相对湿度反映了大气中水汽的饱和程度。针对 850 hPa 和 700 hPa 相对湿度的分析显示 (图 3.8), 无降水时 850 hPa 和 700 hPa 相对湿度的变化范围较大, 中值分别为 68% 和 62%。根据 Miller (1972), 相对湿度低于 50% 为大气干燥,

大于 65% 的相对湿度为潮湿，因此，大约 50% 的无降水事件发生在湿环境中。普通降水和短时强降水之间的差别较小，超过 75% 的普通降水和短时强降水均出现在大于 80% 的湿环境中，但除小于第 25 百分位的部分外，相对湿度难以从普通降水中区分短时强降水，表明相对湿度可以帮助判断是否易于出现降水，但在降水强度的判断上难以提供有效的信息。

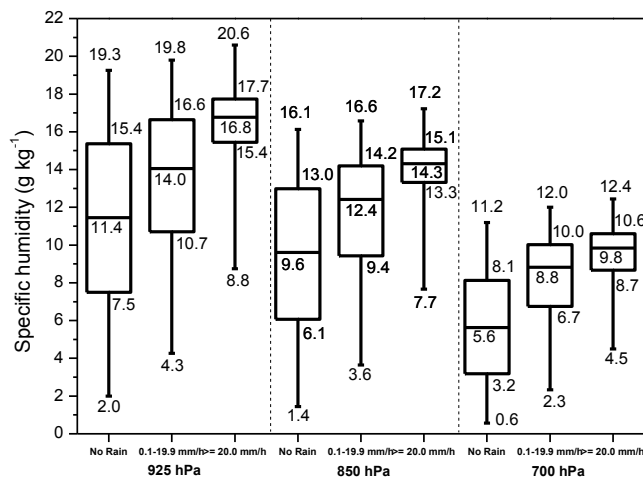


图 3.7 同图 3.6，为 925 hPa、850 hPa 和 700 hPa 比湿分布

Figure 3.7 Same as Fig.3.6, but for specific humidity at 925 hPa, 850 hPa, and 700 hPa

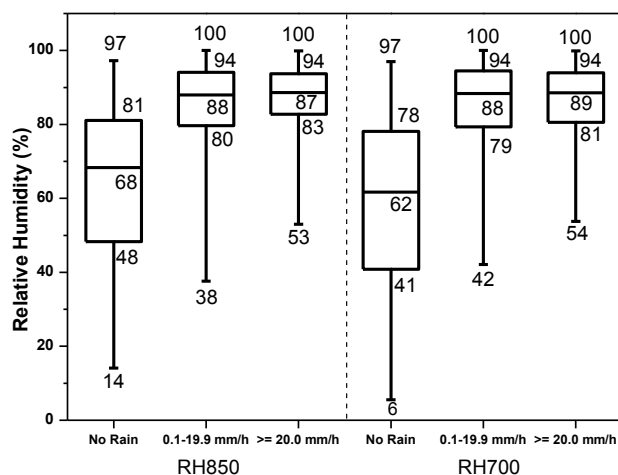


图 3.8 同图 3.6，为 850 hPa 和 700 hPa 相对湿度分布

Figure 3.8 Same as Fig.3.6, but for relative humidity at 850 and 700 hPa

PWAT 和比湿对三种强度降水的区分度较为显著，但难以确定哪个物理量的指示意义更好，因此通过其它方式，即通过查看 PWAT 和 925 hPa 比湿的相对频率和累积概率密度函数 (CDF, Cumulative Distribution Function) 分布，对两者的细节进行分析 (图 3.9)。

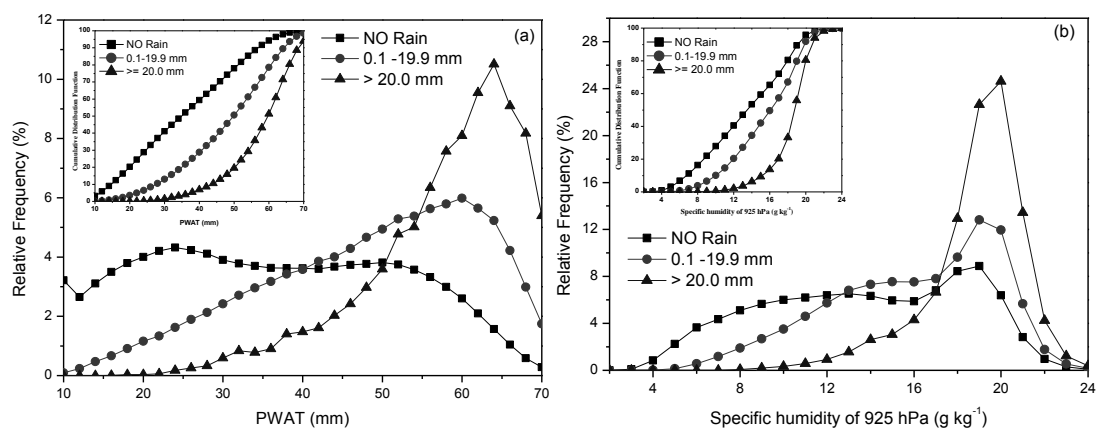


图 3.9 PWAT (a) 和 925 hPa 比湿 (b) 的相对频率和 CDF 分布
 Figure 3.9 Relative frequency (%) and cumulative distribution function (CDF, upper left corner) of
 (a) PWAT and (b) 925 hPa specific humidity

图 3.9a 表明, 随着 PWAT 的减小, 无降水事件出现的相对频率逐渐增大, 最大频率出现在 PWAT 25 mm 处。普通降水的相对频率在 PWAT 小于 60 mm 时, 随 PWAT 的增大而增大, 在 PWAT 60 mm 时达到其 6.0% 的最大值, 随后快速减小。而对于短时强降水, 这一峰值则出现在 PWAT 为 64 mm 时, 相对频率为 10.5%, 与图 3.6 结果一致, PWAT 超过 59 mm 时出现短时强降水的概率很高。图 3.9a 中 CDF 明确显示了三种类型降水的分布区间, 无降水事件可以出现在任意的 PWAT 区间, 但当 PWAT 超过一定阈值时, 无降水事件出现的比例快速减少, 而短时强降水事件仅出现在 PWAT 超过 28 mm 的区域内, 并随 PWAT 的增大呈现快速增长的趋势, 其增长率远超过普通降水事件。三种强度降水相对频率分布曲线上最大值之间的差别越大, 表明不同强度降水之间的区分度越明显, 其对不同强度降水的指示意义越显著。虽然各层的比湿也能很好地区分三类小时降水强度, 此处仅给出了 925 hPa 的比湿分布(图 3.9b)。虽然 CDF 很好地区分了三种强度的降水 (图 3.9b), 但相对频率分布显示, 三种强度降水时比湿的相对频率最大值均出现在相近的位置, 其区分度相比于 PWAT 要差很多。这可能与短时强降水出现的环境条件有关系, 即 PWAT 表示的是整层大气的水汽情况, 而比湿反映的是单个层次的水汽情况, 尽管绝大部分水汽集中在低层大气中, 但短时强降水的出现不但需要低层的水汽条件好, 整层水汽的含量也尤为重要。

3.5 不同降水强度的关键物理量分析：热力

热力条件表征量的对比显示（图 3.10），BLI、K 指数、TT 的分布表明降水强度越强需要的热力不稳定条件越强，即对应的物理量分布的中值均向不稳定性增强的一侧偏移。TT 和 DT85 在不同降水强度时的中值非常接近，表明 TT 和 T85 对三种强度降水的区分度比 BLI 和 K 指数要差。因此，重点讨论 BLI 和 K 指数在区分三类降水中的特征。

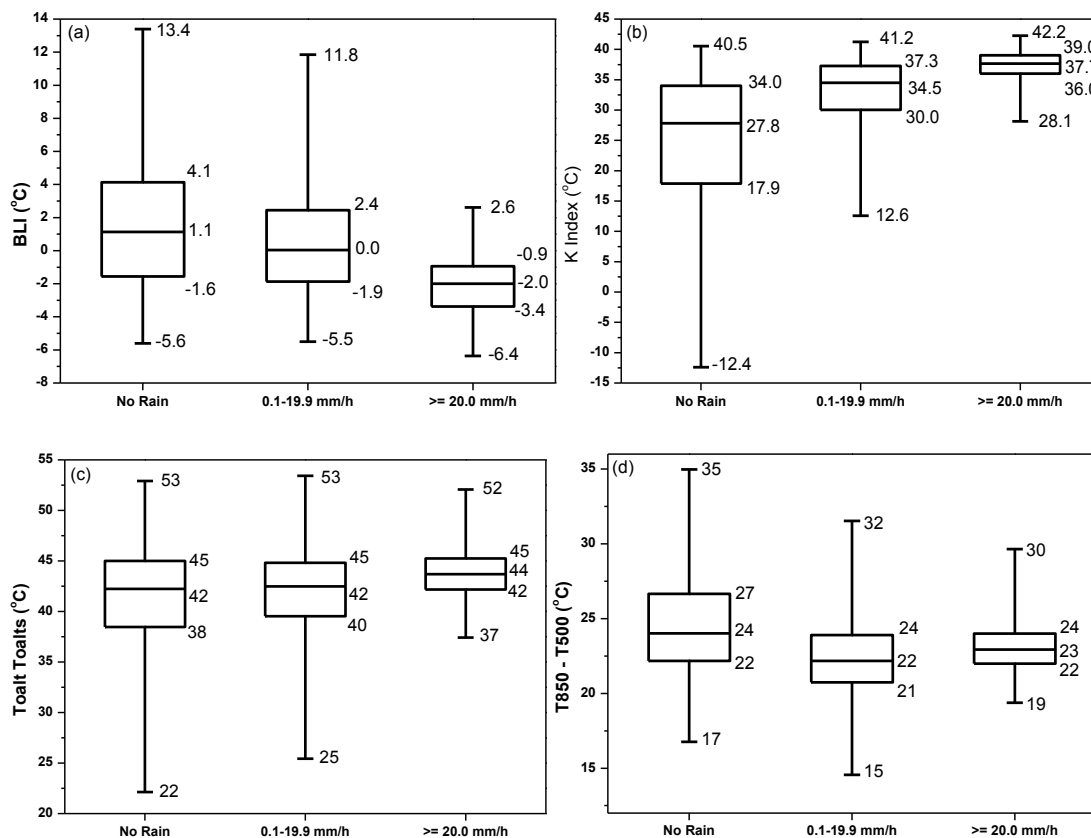


图 3.10 同图 3.6，大气不稳定性的参数分布 (a) BLI, (b) K 指数, (c) TT 和 (d) T85 的分布

Figure 3.10 Same as Fig.3.6, but for instability parameters. (a) BLI, (b) KI, (c) TT, and (d) DT85

普通降水时，BLI 的中值为 0.0°C ，表明出现在稳定性和不稳定性大气中的普通降水大约各占 50%，而对于短时强降水，其第 75 百分位的 BLI 值为 -0.9°C ，显示超过 75% 的短时强降水出现在不稳定的大气环境下，但仍有部分短时强降水出现在稳定的大气环境下。K 指数的分布与 BLI 极其类似，普通降水时有 50% 出现在 K 值超过 34.5°C 时，无降水事件超过这一阈值的比例小于 25%，而短时强降水的比例则超过 75%，但短时强降水的对应的 K 指数分布区间是 $28.1\sim$

42.2℃，相比于普通降水的 12.6~41.2℃，差异仍然是显著的。

对于 BLI 和 K 指数，同样通过相对频率和 CDF 分布来查看其详细分布情况（图 3.10）。三类小时降水的相对频率分布显示，无降水与普通降水时的相对频率最大值对应的 BLI 值均在 0.0℃附近，而短时强降水为-2.0℃。对于 K 指数，无降水、普通降水和短时强降水对应的相对频率最大值分别为 36.0、36.0 和 38.0℃，二者相当。但它们的 CDF 分布显示，BLI 可以将短时强降水与普通降水和无降水事件区分开来，而 K 指数对有无降水的区分度更大，考虑 BLI 以数值的正负来区分大气稳定与否，因此 BLI 对短时强降水的指示意义更为直观。综合图 3.9 和图 3.10，仍然可以认为，当 BLI 大于 2.6℃或 K 指数小于 28.1℃时，可以不考虑短时强降水天气的出现。因此，本文的大气物理量统计结果表明，发生短时强降水的必要 BLI 和 K 指数条件分别是小于 2.6℃和（或）大于 28.1℃。

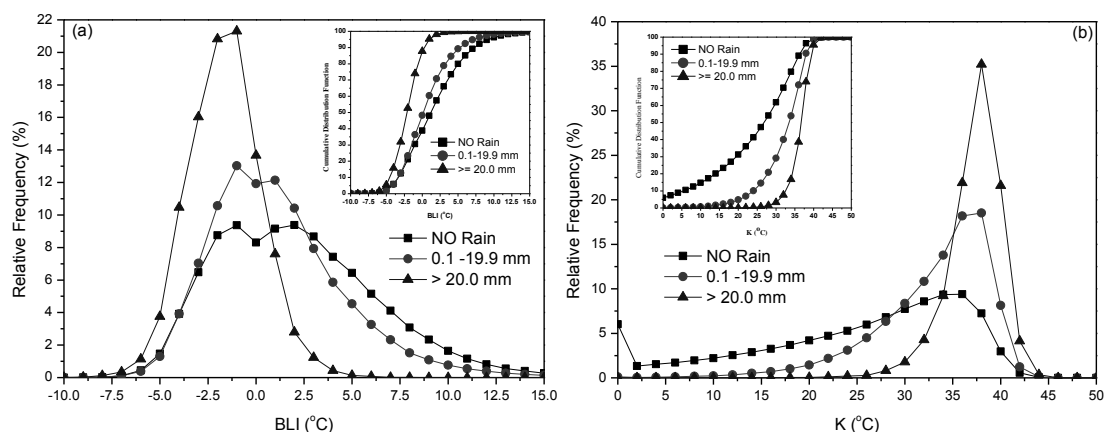


图 3.11 同图 3.9，但为 (a) BLI 和 (b) K 指数

Figure 3.11 Same as Fig.3.9 but for (a) BLI and (b) K index

由于对有效位能的广泛和特殊关注，对 CAPE 单独进行分析。三类降水强度的 BCAPE 统计结果显示（图 3.12），约 50% 的无降水事件出现在 BCAPE 为 0.0 J kg^{-1} 的情况下，普通降水与此相当。超过 75% 的短时强降水出现在一定的 BCAPE 环境中，但仍有约 25% 的短时强降水出现时 BCAPE 为 0.0 J kg^{-1} ，且第 50 百分位对应的 BCAPE 为 629.0 J kg^{-1} ，与其在美国龙卷环境中的指示性（Thompson 等，2012）相比要差。同时，与远低于 25% 的短时强降水出现在 BLI 大于 $0.0 \text{ } ^\circ\text{C}$ 的情况相比，也表明 BCAPE 对降水强度的区分度要比 BLI 差。

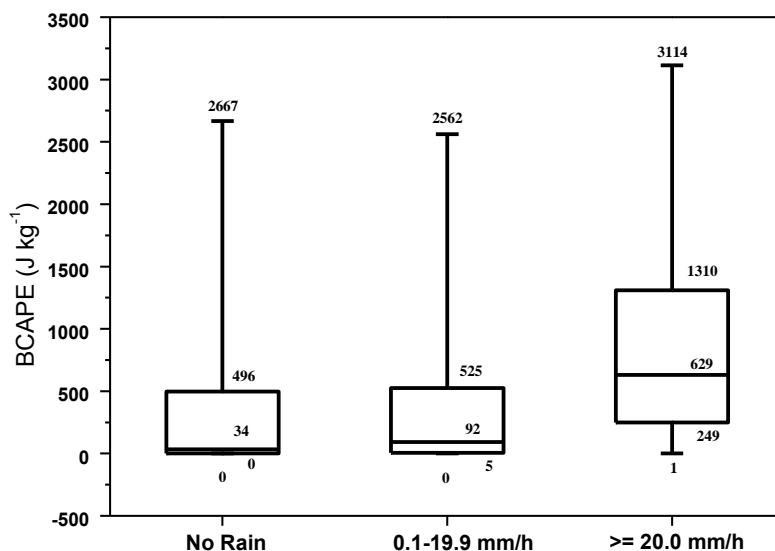


图 3.12 同图 3.6，但为 BCAP

Figure 3.12 Same as Fig.3.6, but for BCAP

3.6 不同降水强度的关键物理量分析：动力

动力抬升触发是对流天气出现的必要条件之一，尽管这种触发复杂而多源，并以多尺度相互作用的方式呈现（丁一汇，2005，慕建利等，2008；Luo 等，2014；Fu 等，2016，2018）。与无降水和普通降水相比，短时强降水往往出现在更有利的低层散度环境中（图 3.13）。850 hPa 散度显示，约 75%的短时强降水出现在有利的大尺度辐合抬升环境中（图 3.13）。925 hPa 散度与 850 hPa 散度类似，超过 75%的短时强降水出现在 925 hPa 散度负值区，但 925 hPa 散度在个别百分位点的区分度要好于 850 hPa 散度，表明这种大尺度动力方面的抬升在 925 hPa 的差别要更明显一些。尽管如此，通过取 850 和 925 hPa 散度的最小值，也并未得到更理想的结果。

垂直风切变对超级单体等对流风暴的作用早已有共识（Rotunno 等，1988；Bunkers，2002；张小玲等，2012），但通常的看法是：强的垂直风切变不利于暴雨天气的发生（丁一汇等，2005）。无降水、普通降水和短时强降水不同高度间垂直风切变的分布显示（图 3.14），无论是 0~1 km、0~3 km 还是 0~6 km，他们的中值均较为接近，普通降水时的垂直风切变中值大于无降水时的垂直风切变中值，但同时也大于短时强降水时的垂直风切变中值，表明垂直风切变不足以区分三种强度的降水，这与垂直风切变对强风暴天气的作用不同（Weisman and Klemp，1982；Rotunno 等，1988），但 0~1 km 垂直风切变也表明，一定强度的低

层垂直风切变有利于降水天气，这可能与低空急流有利的水汽输送有关。

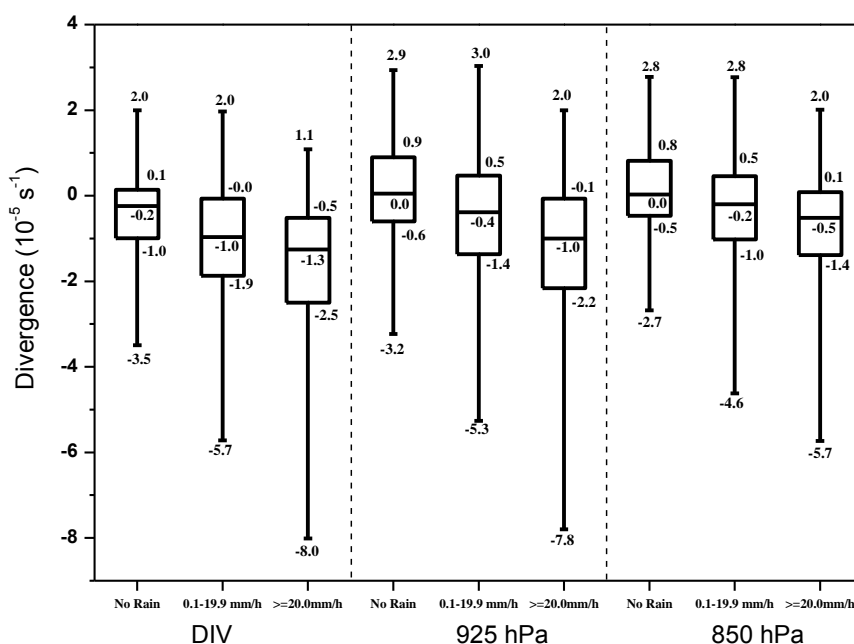


图 3.13 同图 3.6, 但为 925 hPa 和 850 hPa 散度, DIV 为取 925 hPa 和 850hPa 散度较小值时的分布

Figure 3.13 Same as Fig.3.6, but for 925 hPa and 850 hPa divergence, DIV is smaller of 925 hPa and 850 hPa divergence

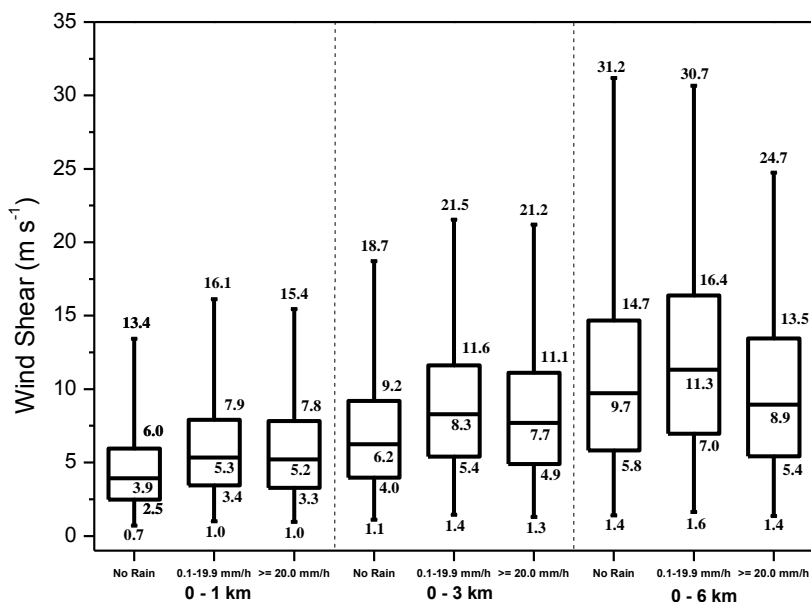


图 3.14 同图 3.6, 为 0-1 km, 0-3 km 和 0-6 km 垂直风切变

Figure 3.14 Same as Fig.3.6, but for 0-1 km, 0-3 km, and 0-6 km vertical wind shear

3.7 高强度小时降水的关键物理量特征

相比于 20 mm h⁻¹ 的短时强降水, 一些高强度短时强降水的破坏力和致灾性

更强。在前述研究的基础上，对小时降水强度为 $20\sim 50\text{ mm h}^{-1}$ 和超过 50 mm h^{-1} 的短时强降水进行了对比分析。

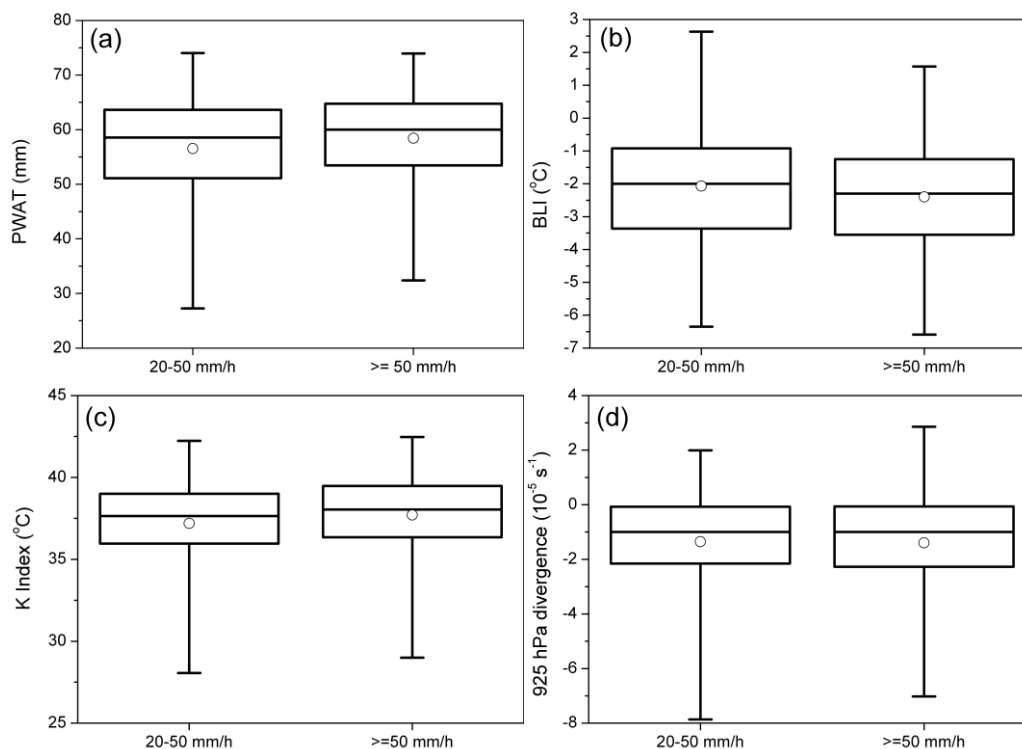


图 3.15 暖季不同强度级别短时强降水 ($20\sim 50\text{ mm h}^{-1}$ 和 $\geq 50\text{ mm h}^{-1}$) 的 (a) PWAT, (b) BLI, (c) K 指数, 和 (d) 925 hPa 散度箱线图分布。最上端和下端的短横线分别表示第 99 和第 1 百分位值, 箱子表示有 50% 的该类事件出现在这一范围内, 箱子的三条横线分别表示第 75、第 50 和第 25 百分位分布

Figure 3.15 Box-and-whisker plots for (a) PWAT, (b) BLI, (c) K index, (d) divergence of 925 hPa of two short-duration heavy rainfall categories ($20\sim 50\text{ mm h}^{-1}$ and $\geq 50\text{ mm h}^{-1}$). The upper and lower horizontal bars represent the 99th and 1st percentile of PWAT. The three horizontal lines of the boxes indicating the 75th, 50th, and 25th percentiles, respectively

前述分析显示, 一些物理量可以显著区分无降水、普通降水和短时强降水的环境, 但对于更大强度的短时强降水 (图 3.15), 尽管超过 75% 的样本均出现在 PWAT 大于 50mm、BLI 小于 -1.0、K 指数大于 36、925 hPa 散度为负值的环境中, 且在一些百分位点上有差别, 但差别并不显著, 925 hPa 散度超过 50 mm h^{-1} 的短时强降水同一百分位点的散度值甚至要高于 $20\sim 50\text{ mm h}^{-1}$ 短时强降水, 表明用同样的方式难以区分更大强度的短时强降水。这是由高强度降水的成因决定的, 即高强度的降水均由中小尺度系统直接产生, 往往具有很强的局地性, 大尺度环境只提供有利于对流发生发展的条件, 而强降水出现的具体位置则更多的取决于中

小尺度系统的自身环流条件 (Barnes 和 Houze, 2014), 基于当前的方法将难以准确地将强度超过 50 mm h^{-1} 的短时强降水从强度 $20\sim 50 \text{ mm h}^{-1}$ 的短时强降水中识别出来。

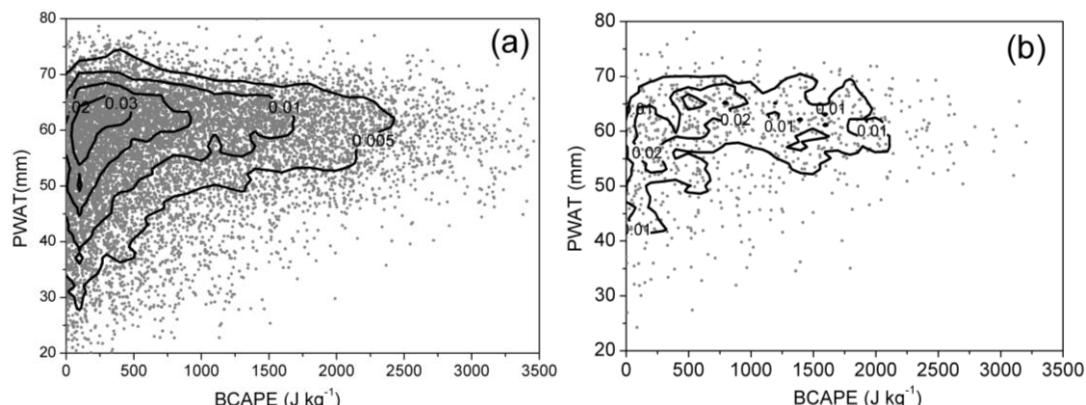


图 3.16 我国东部两种强度 (a、 $20\sim 50 \text{ mm h}^{-1}$, b、超过 50 mm h^{-1}) 短时强降水的 PWAT (mm) 和 BCAPE (J kg^{-1}) 散点图及概率密度 (黑实线, 单位: mm J kg^{-1}) 分布

Figure 3.13 Scatter plots and frequency densities of PWAT (mm) and BCAPE (J kg^{-1}) for the two short-duration heavy rainfall intensity grades of $20\sim 50 \text{ mm h}^{-1}$ and that exceed 50 mm h^{-1} . The units of the lines are mm J kg^{-1}

尽管如此, 在探究不同强度短时强降水的物理量联合分布时, 仍然发现两种强度短时强降水的 PWAT 和 BCAPE 的散点图及其概率密度分布存在明显的差别 (图 3.16), 即 $20\sim 50 \text{ mm h}^{-1}$ 短时强降水的 PWAT 和 BCAPE 概率密度大值区呈三角形, 高概率密度大值区所对应的 PWAT 大致在 $40\sim 70 \text{ mm}$ 之间, 其最大值在 PWAT 为 60 mm 时, 并随 BCAPE 增大而逐渐减小, 这与 PWAT 超过 59 mm 时短时强降水发生的概率很高相一致。超过 50 mm h^{-1} 短时强降水的 PWAT 和 BCAPE 高概率密度大值却显著地分为两个, 一个位于 $20\sim 50 \text{ mm h}^{-1}$ 短时强降水的高概率密度区域内, 但位于 $\text{PWAT} = 60 \text{ mm}$ 、 $\text{BCAPE} = 500 \text{ J kg}^{-1}$ 处, 另一个不太显著的高概率密度区在 $\text{PWAT} = 60 \text{ mm}$ 、 $\text{BCAPE} = 1500 \text{ J kg}^{-1}$ 处, 表明当 PWAT 达到 60 mm 时, BCAPE 在 500 J kg^{-1} 与 1500 J kg^{-1} 时, 云团的降水效率较高, 有利极端短时强降水出现。这可能与中小尺度对流过程中影响降水效率的两种机制有关 (Weisman and Klemp, 1982)。Kirkpatrick 等 (2011) 基于高分辨率理想云模式的研究表明, 当环境 PWAT 为 30 mm 时, 对流云团的降水效率与 CAPE 无关, 而当环境 PWAT 逐渐增大到 60 mm 时, 取 CAPE 为 2000 J kg^{-1} 时将得到最大降水效率, 此时无论 CAPE 增大或减小, 所得到的降水效率均呈减少趋势。前

述超过 50 mm h^{-1} 短时强降水在 $\text{PWAT} = 60 \text{ mm}$ 、 $\text{BCAPE} = 1500 \text{ J kg}^{-1}$ 附近的高概率密度中心与 Kirkpatrick 等(2011)基于高分辨率理想云模式得出的结果接近。

3.8 本章小结

对诊断物理量的准确认识可以帮助提高短时强降水的预报准确率。本章从物理量的总体表现和表征意义两个角度,对多个用于表征环境水汽、热力和动力抬升触发机制的物理量进行了详细分析。

- (1) 基于检验的评估显示,与水汽相关的物理量的指示意义较好,其次是表征热力条件的物理量,表征动力条件的物理量的指示意义不显著。
- (2) 基于关键物理量的分析显示, PWAT 在区分无降水、普通降水和短时强降水时指示意义最为明显, PWAT 越大出现短时强降水的可能性越大。 PWAT 达到 28 mm 是出现短时强降水的必要条件, PWAT 超过 59 mm 时出现短时强降水的可能性很高。比湿的指示意义不如 PWAT ,相对湿度可以帮助分辨是否利于降水,但对降水强度无显著指示意义。
- (3) 表征大气层结结构稳定度的指数中, BLI 和 K 指数对无降水、普通降水和短时强降水的区分意义较好。75%的短时强降水出现在 BLI 小于 -1.0°C 及 K 指数大于 36.0°C 时。 BLI 小于 2.6°C 或 K 指数大于 28.1°C 是出现短时强降水的必要热力指标。 BCAPE 在降水强度判别中的效果并不显著。
- (4) 动力条件的指示意义虽然没有水汽和热力条件显著,但对不同强度的降水也有一定的指示意义。超过 75%的短时强降水出现在 925 hPa 散度负值区,对于 850 hPa 的散度场,则出现在散度负值区的比例略低于 75%,表明低层 925 hPa 的动力触发作用要优于 850 hPa 。垂直风切变在降水强度判别中的作用不显著。

需要注意的是,通过这一方难以将超过 50 mm h^{-1} 的短时强降水与强度 $20\sim 50 \text{ mm h}^{-1}$ 的短时强降水环境区分开来。此外,本章的分析中仅使用了我国东部 411 站的小时降水观测,且 NCEP FNL 资料的分辨率仅为 $1^\circ \times 1^\circ$,这一分辨率不能完全真实地反映局地性的气候特征,如小型盆地地形的水汽汇集、地形对低层气流的抬升作用会使得低层辐合抬升动力作用增强等,且没有考虑实况和物理量的日变化情况,因此相关的结果只是我国中东部短时强降水的环境的整体情况,将本文的研究结果应用于局地小区域时,还需做进一步的分析和评估。

第4章 华北和华南短时强降水环境的多样性和复杂性

4.1 引言

大尺度环境条件决定了能否出现降水及其可能强度,并最终对整个过程的总降水量产生影响。本章结合我国东部北方和南方各两次强降水过程,从环流形势、环境条件差异等方面,对南北方这几次短时强降水过程的环境条件进行对比分析。

华北两次过程是对北京产生重大影响的2012年7月21日(简称“7.21”过程)和2016年7月20日(简称“7.20”过程)过程。两次过程的累积降水量均突破了历史极值,但造成的影响完全不同。大量学者已经围绕着两次过程开展了大量的研究(赵思雄等,2018;雷蕾等,2017;孙建华等,2013;方翀等,2012;俞小鼎,2012;谌芸等,2012)。2012年“7.21”过程从7月21日08时开始,持续至22日晨。截止到22日08时,北京城区24小时平均降水量达215 mm,房山一水文站录得460 mm的极端降水,而小时最大降水更是高达 100.3 mm h^{-1} 。暴雨造成了巨大的经济损失,并导致79人因灾死亡,北京市总计160.2万人受灾,9.7万人紧急转移,数十万亩农田绝收。2016年7月19~20日,北京再次迎来了一场大范围的暴雨过程(“7.20”过程),此次暴雨过程从18日开始,但对北京地区的降水始于7月19日01时左右,至21日08时前后结束,持续50多小时的连续降水使得北京全市出现了平均212.6 mm的累积降水量,市区平均降水达274.0 mm,门头沟东山村最大达453.7 mm,但整个过程中的小时最大降水仅为 56.8 mm h^{-1} ,且2016年“7.20”特大暴雨过程对北京日常生活等各方面所造成的影响远不及2012年“7.21”特大暴雨过程。

华南的两次过程为2014年3月30~31日(简称“3.31”过程)和2016年4月17~18日(简称“4.17”过程)过程,前一次过程的降水强度整体要大些,最大小时降水为 96.4 mm h^{-1} ,且多个时次均监测到超过 50 mm h^{-1} 的强降水,强降水主要集中在广东珠江口地区。后一次过程的降水强度整体要小些,且降水位置整体偏北,主要影响华南中北部,除个别时次外,小时降水强度均在 50 mm h^{-1} 以下。

下面主要通过南北各两次过程的短时强降水实况、环流形势和环境条件的对比,揭示产生短时强降水的环境的多样性和复杂性。

4.2 华北两次暴雨过程中的短时强降水实况对比

华北两次过程因其对北京地区产生的巨大影响而被记录在案，因此本部分也主要针对北京地区展开分析。2012年“7.21”和2016年“7.20”两次特大暴雨过程中，“7.21”过程中北京地区的降水从21日02时前后开始，持续至22日凌晨。短时强降水站次数随时间的变化显示（图4.1），短时强降水在降水出现后约10小时后的12时开始出现，站次数随后不断增加，于15时达到40的峰值，之后有小幅度的回落，然后于20时达到75站次的极端最大数量，此后不断减少，并逐渐消失。50.0 mm h⁻¹以上短时强降水的站次随时间的变化较为单一，21日20时之前以个位数存在，19~22时集中出现，20时最多，达36站次，约占该时段短时强降水总站次的50%。

表 4.1 北京 2012 年“7.21”与 2016 年“7.20”特大暴雨过程部分实况对比

Table 4.1 Comparison of observations during heavy rainstorms of 21 July 2012, and 20 July 2016 in Beijing

过程	过程最大 降水量 (mm)	降水持续 时间 (h)	日降水破 极值站数	一小时最大 降水量 (mm)	≥20 mm h ⁻¹ 站 次	≥50 mm h ⁻¹ 站 次	≥80 mm h ⁻¹ 站 次
2012 年“7.21”	460.0	20	11	100.3	485	127	14
2016 年“7.20”	453.7	55	3	56.8	811	2	0

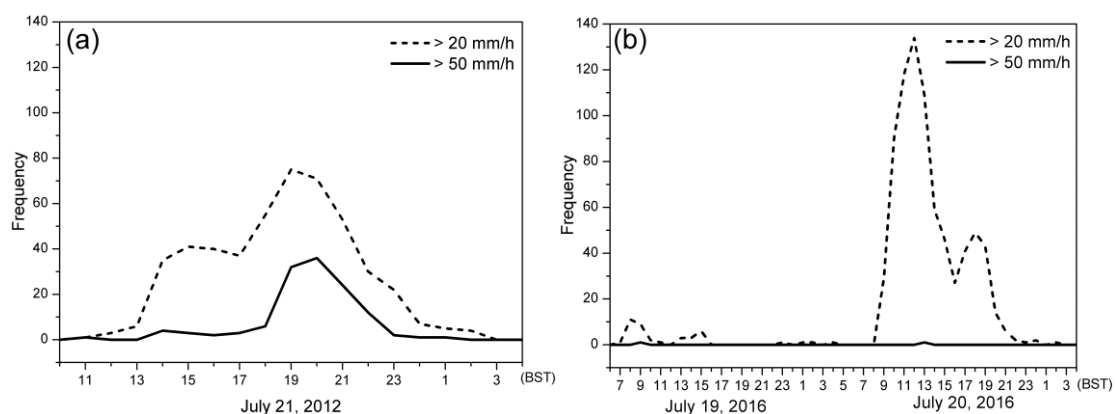


图 4.1 北京 (a) 2012 年“7.21”和 (b) 2016 年“7.20”大暴雨过程中短时强降水（虚线， $\geq 20 \text{ mm h}^{-1}$ ，含 $\geq 50 \text{ mm h}^{-1}$ 部分）和高强度短时强降水（实线， $\geq 50 \text{ mm h}^{-1}$ ）站次随时间的变化

Figure 4.1 The variation of station numbers reported an hourly precipitation greater than or equal to 20.0 mm h⁻¹ (dashed line) and greater than or equal to 50.0 mm h⁻¹ (solid line) during the heavy rainstorms of (a) 21 July 2012, and (b) 20 July 2016 in Beijing

2016年“7.20”过程中的短时强降水与2012年“7.21”显著不同，尽管“7.20”过程中的短时强降水也明显地分为两个时段，且短时强降水的持续时间也为14小

时左右。“7.20”过程中短时强降水集中出现的第一个时段为19日08时前后，约10站次，第二个阶段在20日12时前后，约135站次，然而，整个过程中只出现了两站次 50.0 mm h^{-1} 以上短时强降水，分别出现在19日09时和20日13时。

关于两次降水过程更为详细的对比显示（表4.1），尽管两次过程的最大累积降水量相当，但“7.21”过程中日降水破极值的站数为11，而“7.20”过程仅有3站；“7.21”过程中小时最大降水达 100.3 mm h^{-1} ，即日降水量的大暴雨级别，而“7.20”过程中小时最大降水仅 56.8 mm h^{-1} ，为日降水的暴雨级别，强度差别显著；更为重要的是，“7.21”过程中出现了11站次的 80.0 mm h^{-1} 以上短时强降水，而“7.20”过程中未出现该强度的小时降水；短时强降水持续时间与暴雨过程持续时间的对比表明，“7.21”特大暴雨的降水量主要由短时强降水组成，而“7.20”过程主要以持续性的降水为主，短时强降水只占较少的一部分。以上结果再次表明，“7.21”过程的降水持续时间短，但降水强度大，而“7.20”过程持续时间长，但降水强度较小。

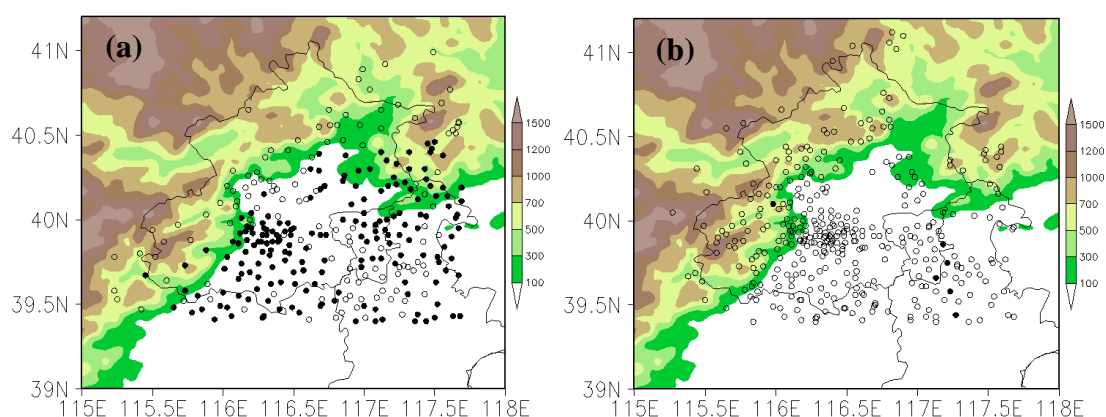


图4.2 2012年“7.21”（a）和2016年“7.20”（b）大暴雨过程中北京及周边地区短时强降水的分布，实心点表示小时降水超过 50.0 mm h^{-1} ，空心圆表示小时雨量 $20.0\sim 50.0\text{ mm h}^{-1}$ 但未达到 50 mm h^{-1} ，彩色阴影为地形（m）

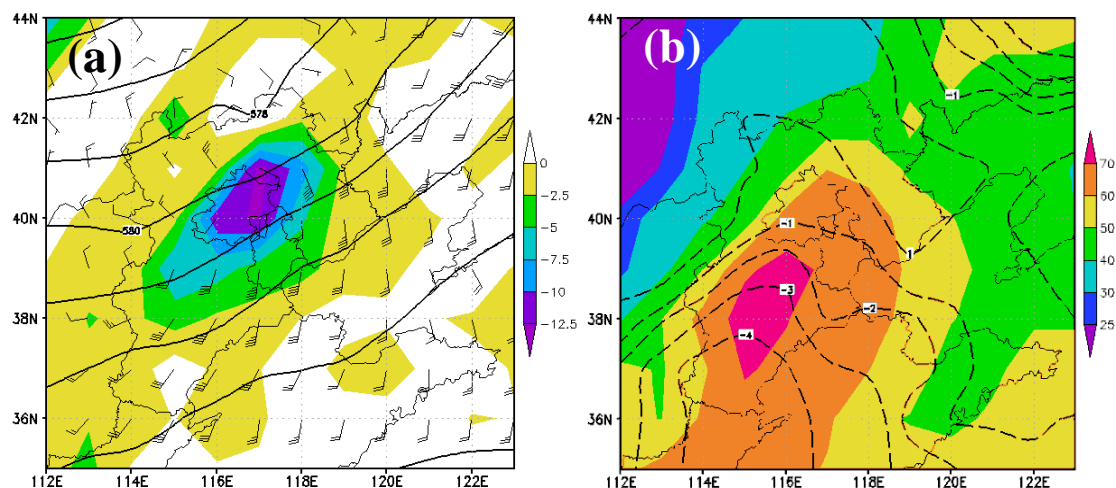
Figure 4.2 Distribution of short-duration heavy rainfall in Beijing and its surrounding regions during heavy rainstorms of (a) 21 July 2012, and (b) 20 July 2016. The solid points represent the stations observed the hourly precipitation $\geq 50.0\text{ mm h}^{-1}$ while the circles represent the stations had the hourly precipitation between 20.0 and 50.0 mm h^{-1} , the shaded is the topography (m)

“7.21”过程的短时强降水主要集中在21日白天至夜间，“7.20”过程短时强降水主要集中在20日白天，2012年7月21日08时~22日08时的24小时降水和2016年7月20日08~20时的短时强降水站点分布显示（图4.2），“7.21”过程的

短时强降水主要集中在海拔 300 m 以下的北京中南部，但 50.0 mm h^{-1} 以上短时强降水有两个集中区域，一个位于北京西部山前，一个位于北京东北部山前。2016 年“7.20”过程的降水始于 19 日，但 19 日主要影响河南、河北西南部、山西等地，北京及其周边地区的强降水主要集中在 20 日，因此，本次过程被简称为“7.20”过程。“7.20”过程中北京地区的短时强降水主要集中在北京中南部，即西部山前，但仍有相当比例的短时强降水出现在海拔 300 m 以上的区域，而北京东北部山前未出现短时强降水，表明地形的分布特征对北京两次特大暴雨过程中短时强降水的分布有重要影响，但具体影响并不相同，这与两次特大暴雨的环流和环境特征有密切联系。

4.3 华北两次暴雨过程的环境条件对比分析

2012 年“7.21”特大暴雨是西风槽中的冷槽东移背景下产生的。冷槽到来之前有利的环流形势有利于华北地区水汽和不稳定能量的积累，当冷槽扫过华北上空时，有利的大尺度环境条件下，北京及其周边不断有中尺度对流系统触发和发展（孙建华等，2013），同时由于北京特殊地形的影响，一些地方出现了“列车效应”（方翀等，2012；俞小鼎，2012），从而造成了本次大范围的特大暴雨过程。2016 年“7.20”特大暴雨过程是高空槽和低空急流的配合下，低层低涡发展形成深厚的气旋，气旋缓慢东移长时间存在，在有利的大尺度环境条件和华北特殊地形的影响下，北京地区出现连续性降水。两次特大暴雨过程的降水持续时间差别较大（表 4.1），但均有一个短时强降水相对集中的时段，2012 年“7.21”过程中短时强降水出现的峰值在 21 日 20 时前后，2016 年“7.20”过程的短时强降水峰值出现在 20 日 14 时前后。



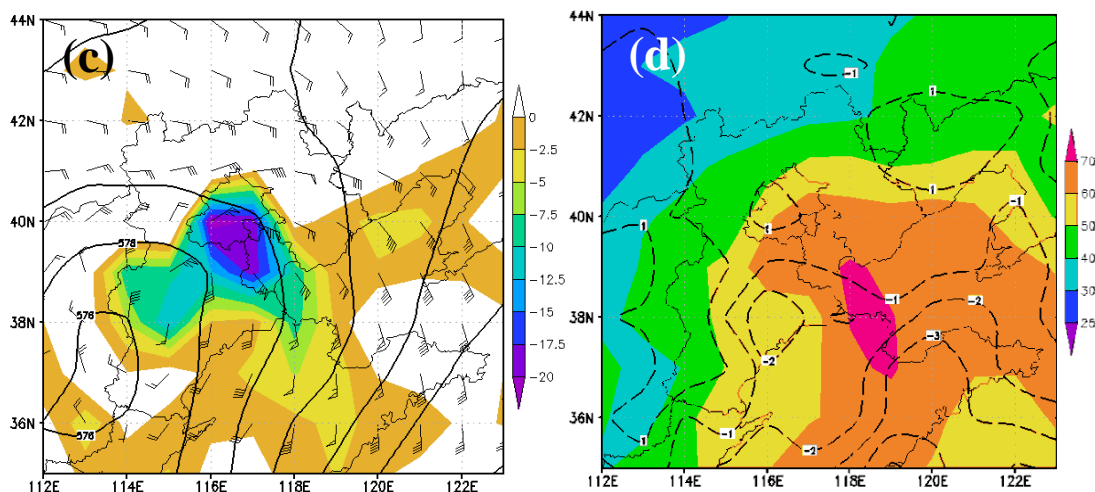


图 4.3 北京 2012 年“7.21”和 2016 年“7.20”两次特大暴雨过程中短时强降水集中发生时段的环境形势和特征物理量。(a) 2012 年 7 月 21 日 20 时 850hPa 散度 (阴影, 10^{-5}s^{-1})、风场和 500 hPa 高度 (等值线), (b) 2012 年 7 月 21 日 20 时大气可降水量 (阴影, mm) 和最优抬升指数 (等值线, $^{\circ}\text{C}$), (c) 2016 年 7 月 20 日 14 时 850 hPa 散度 (阴影, 10^{-5}s^{-1})、风场和 500 hPa 高度 (等值线), (d) 2016 年 7 月 20 日 14 时大气可降水量 (阴影, mm) 和最优抬升指数 (等值线, $^{\circ}\text{C}$)

Figure 4.3 Comparison of the synoptic pattern and environmental parameters for the peak period of short-duration heavy rainfall during the “7.21” 2012 and “7.20” 2016 heavy rainstorms in Beijing. (a) the 850 hPa divergence (shaded, 10^{-5}s^{-1}), the 850 hPa wind field, and the 500 hPa geopotential height (contour) at 20 BST 21 July 2012, (b) the PWAT (shaded, mm) and BLI (contour, $^{\circ}\text{C}$) at 20 BST 21 July 2012, (c) the 850 hPa divergence (shaded, 10^{-5}s^{-1}), the 850 hPa wind field, and the 500 hPa geopotential height (contour) at 14 BST 20 July 2016, and (d) the PWAT (shaded, mm) and BLI (contour, $^{\circ}\text{C}$) at 14 BST 20 July 2016

短时强降水集中出现时刻的环境形势和环境配置更能表征短时强降水出现的环境特征。针对两次过程中短时强降水集中发生时刻的环境条件分析显示 (图 4.3), 2012 年“7.21”过程 850 hPa 的偏南风达到了 24.0 m s^{-1} , 而最大偏北风则为 8.0 m s^{-1} , 850 hPa 的散度最强达到了 $-12.5 \times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$, 北京大部分地区的 850 hPa 散度在 $-10.0 \sim -12.5 \times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 之间 (图 4.3a), 与此同时, 北京大部分地区的大气可降水量超过了 60 mm (图 4.3b), 水汽条件属于中等偏强, 而常用于表征大气稳定与否及其程度的最优抬升指数 (BLI) 在 $1.0 \sim 2.0^{\circ}\text{C}$ 之间, 属于偏弱。相比较而言, 2016 年“7.20”过程中短时强降水集中发生时段北京中南部的 850 hPa 偏东南风速达到了 28.0 m s^{-1} , 北京西北部的 850 hPa 偏东风也达到了 26.0 m s^{-1} , 从而在北京及其周边地区形成了强烈的 850 hPa 抬升动力环境, 850 hPa 散度最强

达到了 $-20.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (图 4.3c), 属于极端偏强, 与此同时, 北京大部分地区的大气可降水量在 50 mm 以上, 东南部超过 60 mm, 而 BLI 在 1.0°C 附近 (图 4.3d), 属于偏弱。对比两次过程中的环境条件可知, 2012 年“7.21”过程中的低层辐合抬升动力条件要弱于 2016 年“7.20”过程, 但 2012 年“7.21”过程中的水汽和热力不稳定条件均优于 2016 年的“7.20”过程。

4.4 华北两次过程环境条件的极端性分析

两次特大暴雨过程中短时强降水高发时段的 850 hPa 抬升条件和水汽条件均较好, 而热力条件方面存在明显的差异, 正是这种环境条件的差异使得两次过程中的短时强降水强度和分布差异显著。将 2012 年“7.21”和 2016 年“7.20”特大暴雨过程中短时强降水多发时刻的环境物理量极值 (图 4.3) 与第三章中的统计结果进行对比, 可以加深对两次过程中短时强降水环境条件的认识。

气候统计显示 (图 4.4), 大约 75% 的短时强降水出现在有利的 850 hPa 动力抬升环境下, 但所对应的 850 hPa 散度一般在 $0.0 \sim -12.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 之间, 只有个别时次的短时强降水中伴有约 $-12.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的 850 hPa 散度。将图 4.3a 和图 4.3c 中两次特大暴雨高发时刻的散度极值标注在气候背景的箱线图中, 这两次过程中的 850 hPa 散度最小值均小于历史极端值 (图 4.4a), 从而表明两次过程中的低层大尺度辐合抬升异常强烈, 尤其是 2016 年的“7.20”过程, 低至 $-20.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的 850 hPa 散度更是罕见。即使使用图 4.3a 和图 4.3c 所示北京地区的 850 hPa 散度均值, 据估计, 2012 年“7.21”和 2016 年“7.20”短时强降水高发时刻北京及其周边地区的 850 hPa 散度分别在 $-10.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 和 $-15.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 左右, 与短时强降水多年气候统计相比也属于极端强烈。

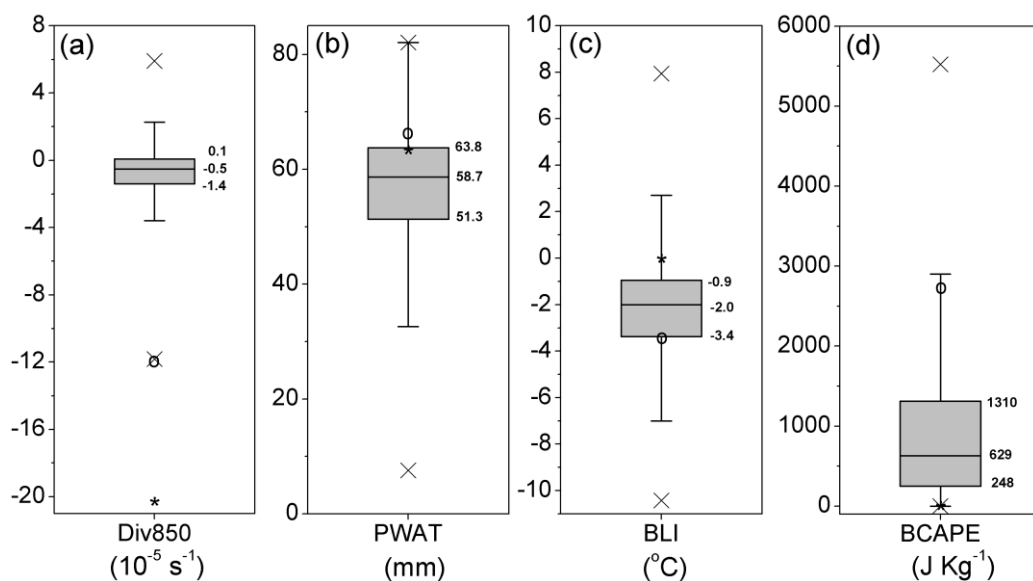


图 4.4 北京两次特大暴雨过程中 (a) 850 hPa 散度值, (b) PWAT, (c) BLI 和 (d) BCAPE 与短时强降水相关物理量气候特征的对比, 上端和下端的“x”分别表示历史极值, 上端和下端的横短线分别表示第 5 和第 95 百分位, 箱子自下而上的三条横线以此表示第 25, 第 50 和第 75 百分位值, “*”和“o”分别表征对应物理量在 2016 年“7.20”和 2012 年“7.21”过程中的最大/小值, PWAT 和 850 hPa 散度分别取自图 3.6 和图 3.13, 其它量值根据探空得到

Figure 4.4 The comparison of (a) 850 hPa divergence, (b) PWAT, (c) BLI, and (d) BCAPE during the two heavy rainstorms in Beijing to the climatology of short-duration heavy rainfall. The upper and lower crosses represent the maximum and minimum values, respectively. The upper and lower short bars represent the 5th and the 95th percentiles, respectively, while the three horizontal line of the box from the bottom up represent the first quarter, the median, and the third quarter, respectively. The stars and “o” are the corresponding maximum/minimum values for 21 July 2012, and 20 July 2016 heavy rainstorms. The PWAT and are 850 hPa divergence obtained from Fig.3.6 and Fig.3.13, respectively, the values for BLI and BCAPE are got from on soundings

环境物理量极端值显示, 北京两次特大暴雨过程中的大尺度环境水汽均较为充沛, 且量值也较为接近, 与气候相比, 相应的大气可降水量均高于 75% 的短时强降水 (图 4.4b), 但由于气候统计的样本为我国中东部, 包含了华南和江南等高温高湿区, 因此可知, 两次特大暴雨过程中短时强降水多发时刻的环境水汽条件也是比较偏强的, 但表征热力和能量的 BLI 和 BCAPE 显示 (图 4.4c、4.4d), 两次特大暴雨过程的环境热力和对流能量条件恰巧处于两种极端, 2012 年“7.21”过程中处于极端偏强的一端, 而 2016 年“7.20”过程中属于极端偏弱的一端, 表明环境热力和能量方面的差异造成了两次过程在短时强降水强度上的差别: “7.21”过程中出现了大量高强度的短时强降水, 而“7.20”过程中主要是一般性的

短时强降水。这也在提醒我们，即使是接近稳定的环境中，只要动力抬升条件足够强，水汽条件足够好，同样可以产生短时强降水，尽管这种短时强降水不一定能达到极端情况，但小时雨强仍然可以超过 50.0 mm h^{-1} 。

4.5 华南两次强降水过程的短时强降水实况对比

对于华南 2014 年“3.31”过程和 2016 年“4.17”过程，由于强降水主要影响广东和广西，因此重点关注区域为 $21\sim 27^\circ \text{N}$ ， $105\sim 118^\circ \text{E}$ 。针对两次过程，主要关注主系统的影响，对于主系统到达之前分散性的局地短时强降水，统计其站次，但并不作重点分析。

表 4.2 华南 2014 年“3.31”与 2016 年“4.17”特大暴雨过程部分实况对比

Table 4.2 Comparison of observations during heavy rainstorms of 31 March, 2014, and 17 April, 2016 in Huanan

过程	降水持续	一小时最大	$\geq 20 \text{ mm h}^{-1}$	$\geq 50 \text{ mm h}^{-1}$	$\geq 80 \text{ mm h}^{-1}$
	时间 (h)	降水量 (mm)	站次	站次	站次
2014 年“3.31”	13	96.4	1260	49	3
2016 年“4.17”	21	68.0	1207	3	0

短时强降水实况对比显示（表 4.2），2014 年“3.31”过程仅持续 13 小时，强降水主要集中在 2014 年 3 月 31 日的中午 12 时之前（图 4.5a），短时强降水的峰值时段在 31 日 08 时。过程中的最大小时降水高达 96.4 mm ，总计出现了上千站次的短时强降水，其中小时降水超过 50 mm h^{-1} 的站次为 49，小时降水超过 80 mm h^{-1} 的站次为 3。作为对比，2016 年“4.17”过程的强降水持续时间接近“3.31”过程的两倍，为 21 小时，小时最大降水仅为 68 mm h^{-1} ，出现短时强降水的站次数与 2014 年“3.31”过程相当，但仅有 3 站次的小时降水超过了 50 mm h^{-1} ，没有任何站次的小时降水超过 80 mm h^{-1} 。从超过不同强度阈值的小时降水的站次数对比而言，2014 年“3.31”过程中的对流剧烈程度要显著强于 2016 年“4.17”过程。

尽管两次过程的持续时间相差较大（表 4.2），但短时强降水的持续时间相当，2014 年“3.31”过程的强降水持续时间大约在 13 小时，而 2016 年“4.17”过程的强降水从 14 时开始，在 03 时左右结束，11 小时左右。尽管如此，但短时强降水站次的数量变化却差别较大，2014 年“3.31”过程的短时强降水站次数从 01 时开始呈缓慢递增态势，于 08 时达 200 左右的峰值，此后快速减少，而 2016 年“4.17”于 14 时开始后，17 时即达到短时强降水站次的峰值，之后缓慢减少。这一变化

显示, 2014年“3.31”过程中的对流在初始阶段的影响范围较小, 随着时间的推移, 影响范围逐步增大, 且对流行逐步增强, 随后呈现快速减弱的趋势。而2016年“4.17”过程中对流在得到触发后即迅速发展至强盛阶段, 随后呈现缓慢减弱的趋势。但总体而言, 2014年“3.31”过程中的对流剧烈程度要显著强于2016年“4.17”过程。

为了更清楚地展示两次过程中短时强降水的分布特征, 图4.6给出了短时强降水的空间分布。2014年“3.31”过程的对流是对流从广西北部得到触发后, 向东南方向移动, 而2016年“4.17”过程也是对流从广西北部得到触发后, 向东移动的, 但明显的差别是, “3.31”过程的降水自西北向东南扫过了珠江口地区, 而“4.17”过程主要集中在华南北部, 完美地避开了珠江口地区。对于各自的背景和原因, 需要结合天气形势和环境特征进行分析。

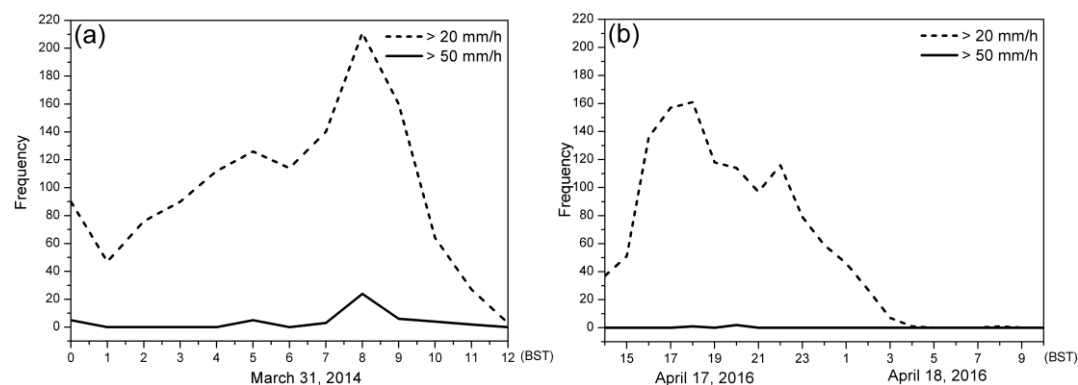


图 4.5 北京 (a) 2014 年“3.31”和 (b) 2016 年“4.17”强降水过程中短时强降水 (虚线, $\geq 20 \text{ mm h}^{-1}$) 和高强度短时强降水 (实线, $\geq 50 \text{ mm h}^{-1}$) 站次随时间的变化

Figure 4.5 The variation of station numbers reported an hourly precipitation greater than or equal to 20.0 mm h^{-1} (dashed line) and greater than or equal to 50.0 mm h^{-1} (solid line) during the heavy rainstorms of (a) 31 March 2014, and (b) 17 April 2016 over Huanan Region

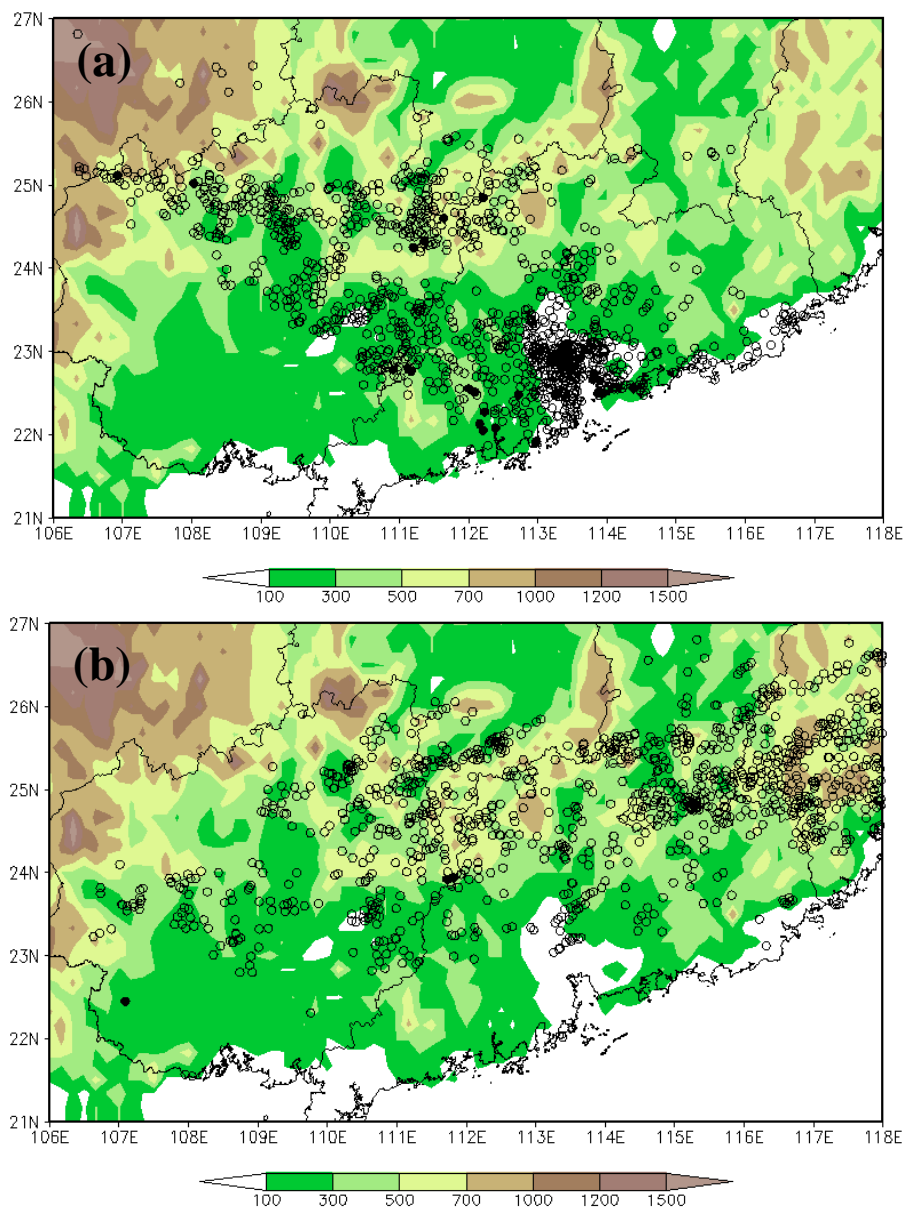


图 4.6 2014 年“3.31” (a) 和 2016 年“4.17” (b) 强降水过程中的短时强降水分布，实心点表示小时降水超过 50.0 mm h^{-1} ，空心圆表示小时雨量超过 20.0 mm h^{-1} 但未达到 50 mm h^{-1} ，彩色阴影为地形

Figure 4.6 Distribution of short-duration heavy rainfall during heavy rainstorms of (a) 31 March 2014, and (b) 17 April 2016. The solid points represent the stations observed the hourly precipitation not less than 50.0 mm h^{-1} while the circles represent the stations had the hourly precipitation between 20.0 and 50.0 mm h^{-1} , the shaded is the topography

4.6 华南两次强降水过程的环境条件对比分析

环流背景对天气的出现具有决定性的作用。下面给出两次过程中华南出现强降水之前的环流形势。2014 年 3 月 31 日 02 时天气形势显示 (图 4.7), “3.31”

过程中我国北方 500 hPa 为一致性的西北气流，并有小股冷空气伴随短波槽东移南下，而南方南支急流仍然强盛。700 hPa 北方主要受一冷涡控制，华南位于西风急流之下，但有弱的风切变存在。而在 850 hPa 上，则呈现为显著的低涡切变线系统，低涡中心位于贵州西南部。850 hPa 切变线位于江西北部及贵州南部一带，而 925 hPa 则位于江西北部-华南南部-广西北部一带，其北侧为偏东北气流，南侧在 850 hPa 为西南急流，925 hPa 则为偏南急流，并有从广西南部海面想江西南部伸展的暖脊。可以预见，随着系统的演变，华南地区受到影响的区域将陆续出现对流天气。

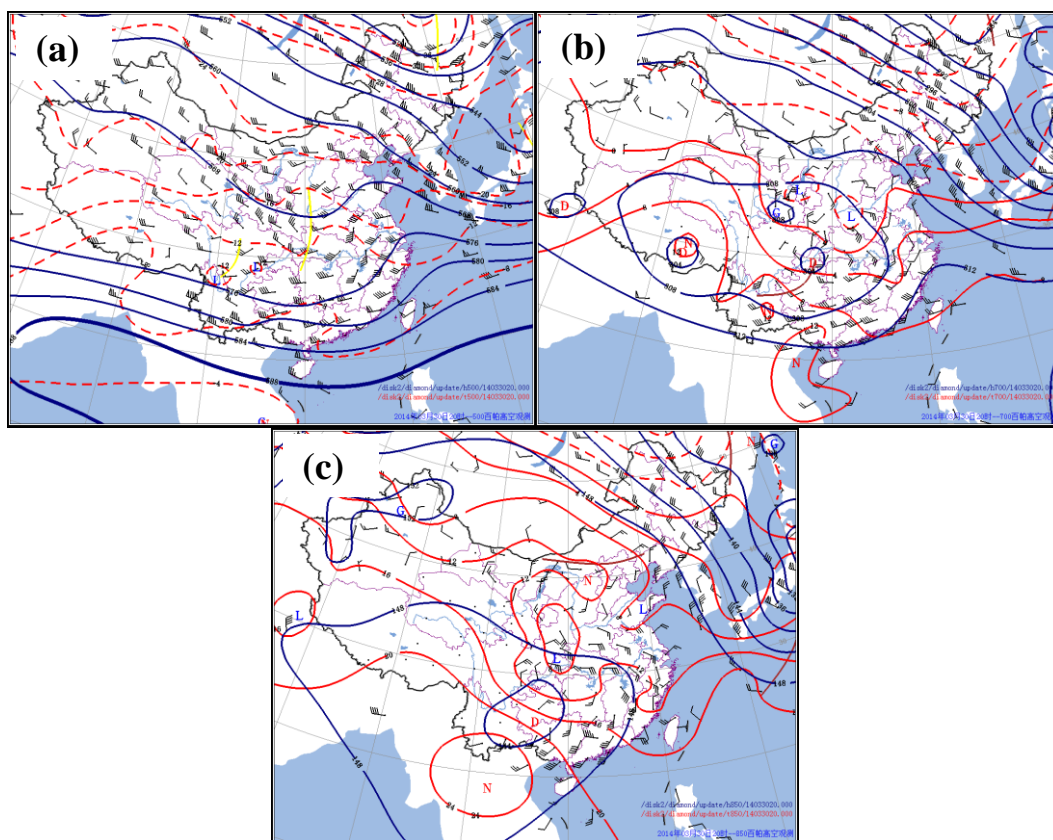


图 4.7 2014 年 3 月 30 日 20 时 (a) 500 hPa、(b) 700 hPa 和 (c) 850 hPa 形势图，蓝线为等高线，红线为等温线，风羽为站点观测风速

Figure 4.7 The synoptic pattern of (a) 500 hPa, (b) 700 hPa, and (c) 850 hPa at 20 BST 30 March 2014, the blue lines are geo-potential height, the red lines are isothermals

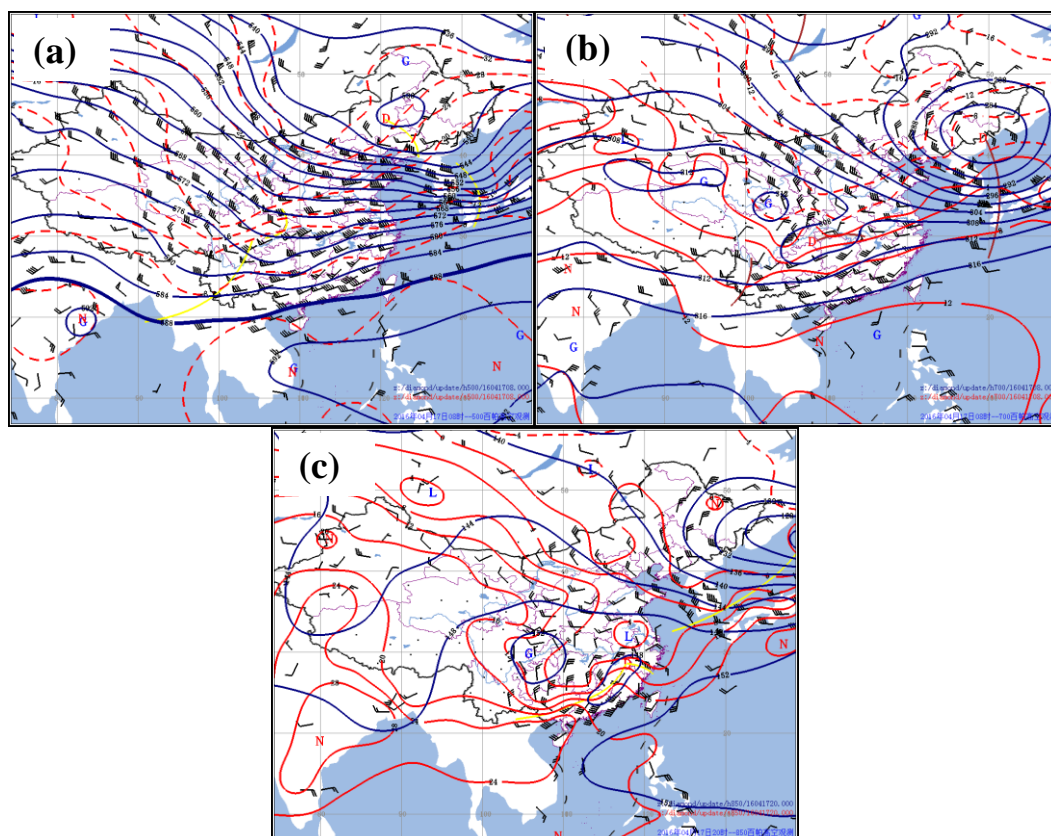


图 4.8 同图 4.7，为 2016 年 4 月 17 日 08 时

Figure 4.8 Same as Fig.4.7 but for synoptic pattern at 08 BST 17 April 2016

与 2014 年“3.31”过程的环流背景（图 4.7）显著不同，500 hPa 形势显示 2016 年“4.17”过程是高空冷槽的东移，850 hPa 及以上层次均有高空锋区的存在，表明是一次大范围的深厚冷空气系统。850 hPa 和 925 hPa 等温线梯度大值区位于江南南部一带，表明低层锋区已经移动到这一区域，即将东南移动影响华南。而 925 hPa 不仅显示了华南北部显著切变线的存在，同时也显示了从广西向江西伸展暖舌，利于不稳定层结的形成，但对于强度如何，还要结合具体的指标进行分析。

在前述环流背景下，对两次过程的对流三要素特征进行对比分析。图 4.5 显示，2014 年 3 月 31 日 08 时是该次过程短时强降水最为集中的时刻，而 2016 年“4.17”过程则是在 17 日 20 时附近，因此分别用相应时刻的 FNL 资料进行分析。

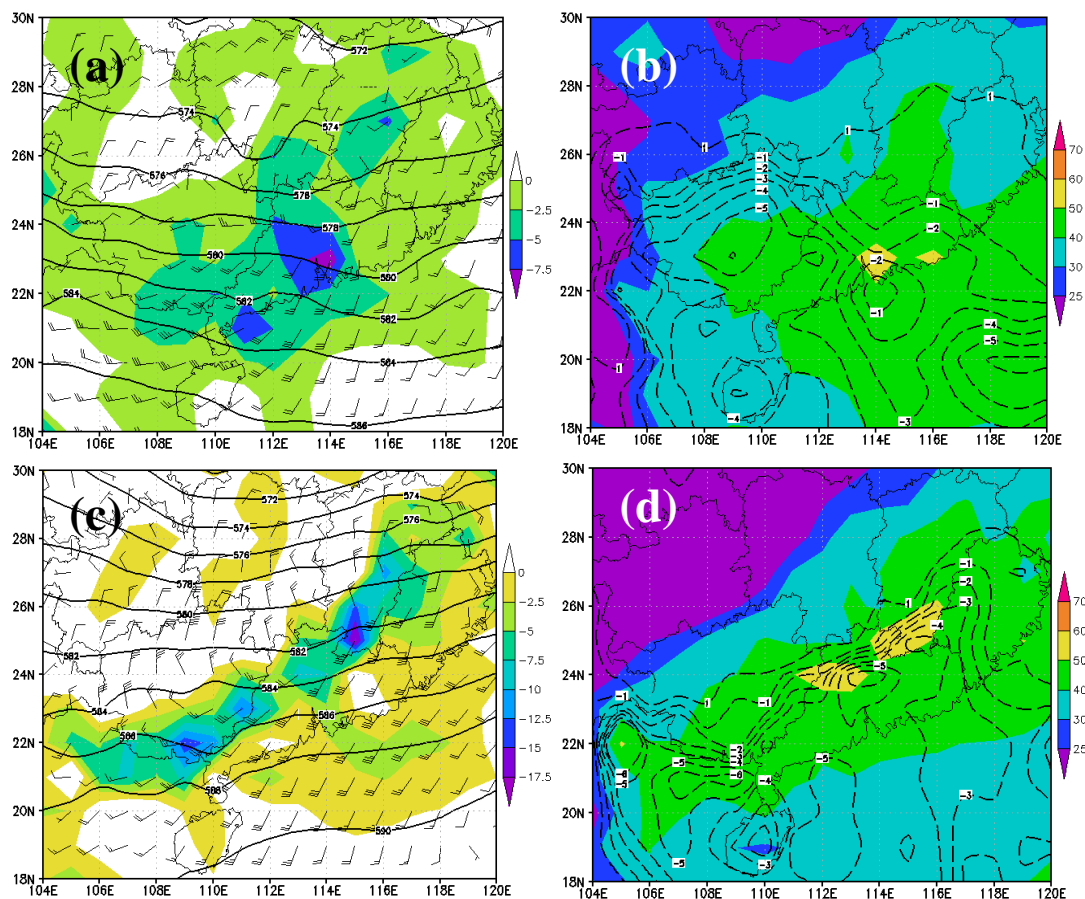


图 4.9 同图 4.3, 但为华南 2014 年“3.31”和 2016 年“4.17”过程。(a) 2014 年 3 月 31 日 08 时 925 hPa 散度 (阴影, 10^{-5} s^{-1})、850 hPa 风场和 500 hPa 高度 (等值线), (b) 2014 年 3 月 31 日 08 时大气可降水量 (阴影, mm) 和最优抬升指数 (等值线, $^{\circ}\text{C}$), (c) 2016 年 4 月 17 日 20 时 925 hPa 散度 (阴影, 10^{-5} s^{-1})、850 hPa 风场和 500 hPa 高度 (等值线), (d) 2016 年 4 月 17 日 20 时大气可降水量 (阴影, mm) 和最优抬升指数 (等值线, $^{\circ}\text{C}$)

Figure 4.9 Same as Fig.4.3, but for “3.31” in 2014 and “4.17” in 2016 rainstorms over Huanan region. The 925 hPa divergence (shaded, 10^{-5} s^{-1}), the 850 hPa wind field, and the 500 hPa geo-potential height (contour) at 08 BST 31 March 2014, (b) the PWAT (shaded, mm) and BLI (contour, $^{\circ}\text{C}$) at 08 BST 31 March 2014, (c) the 925 hPa divergence (shaded, 10^{-5} s^{-1}), the 850 hPa wind field, and the 500 hPa geo-potential height (contour) at 20 BST 17 April 2016, and (d) the PWAT (shaded, mm) and BLI (contour, $^{\circ}\text{C}$) at 20 BST 17 April 2016

图 4.9a 所示 2014 年 3 月 31 日 08 时低层抬升触发条件, 华南大部均为散度负值区, 最低散度小于 $-7.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 位于偏南气流与偏北气流的辐合区, 即珠江口地区, 与短时强降水的气候相比 (第三章) 属于中等到强的抬升触发条件。在最强的辐合抬升区域, 同一时刻具有超过 50 mm 的 PAWT 及 $-2 \sim -4^{\circ}\text{C}$ 的 BLI (图 4.9b), 与气候相比属于显著偏弱的水汽条件和中等到强的热力不稳定条件。与

2014年“3.31”过程相比,17日20时的NCEP FNL最接近2016年“4.17”过程中短时强降水的集中时刻,因此用该时刻的资料对该区域的环境三要素进行分析。低层925 hPa显示了较强的偏北气流和偏东南气流辐合(图4.9c),风速均达到了 12 m s^{-1} ,因而产生的辐合抬升也更为强烈,散度低于 $-10\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 的范围较大,且最低散度低于 $-17.5\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$,与短时强降水气候相比(第3章)属于显著偏强,但明显地分为南北两个大值区。与此对应的PWAT大范围PWAT在40-50 mm之间,北部局地超过50 mm,显著偏弱,对应的BLI均低于 -2°C ,并有低于 -4°C 的中心出现,显示了较强的热力不稳定条件。但空间位置上的配置与“3.31”相比存在偏差,即“4.17”过程中广东北部的散度大值区对应较强的PWAT,而西南部水汽大值区对应的散度却较小。因此,华南的两次过程虽然都产生的短时强降水,但2014年“3.31”过程出现在中等到强的辐合抬升触发条件、显著偏弱的水汽及中等到强的热力不稳定条件下,且空间配置更有利于强对流天气的出现,而2016年“4.17”过程出现在显著偏强的抬升触发动力条件、显著偏弱的水汽及较强的热力不稳定条件下,但空间位置的配置上存在不利条件。或许正是这些细节上的差别,使得2014年“3.31”过程中的系统移动较快,而2016年“4.17”过程的移动较慢,且位置偏北,使得两次过程所产生的短时强降水出现了较大的差别。从而也显示,除具体要素的范围和强弱外,不同要素在空间配置上的不同也会对结果产生重要影响,而这方面的准确判断难度也更大。

4.7 本章小结

本章分别对华北和华南的两次短时强降水过程的实况、环境特征、对流三要素进行了对比分析,尽管这些过程中均出现了大范围的短时强降水,但强度和范围却存在较大的差别。

虽然华北两次过程的大尺度环流背景相差较大,但2012年“7.21”和2016年“7.20”是在特别偏强的辐合抬升动力条件和水汽条件下产生的,只是热力不稳定条件有差别大,使得2012年“7.21”在有利的热力条件下出现了极端的短时强降水,而2016年“7.20”过程中的短时强降水维持时间长,却很少超过 50 mm h^{-1} 。

华南的两次过程的环流背景差别较大,关键环境物理量显示,2016年“4.17”过程的辐合抬升动力触发条件和热力不稳定条件均优于2014年“3.31”过程,水汽条件相当,但不同要素在空间配置上的差异造成了两次过程结果的不同,即

“3.31”过程中出现了多站次的超过 50 mm h^{-1} 的短时强降水，而“4.17”过程中几乎没有。

本章四次典型个例分析表明，不但环境条件某一要素的不同对判断短时强降水的强度有重要影响，即使在类似的环境下，不同要素空间配置的不同也会对结果产生较大影响。准确分析环境方面的这种多样性和复杂性是做出准确短时强降水分析和预报的关键所在。

第5章 华北和华南典型强降水过程的数值模拟

5.1 引言

水汽、热力不稳定和抬升触发机制是对流形成的必要条件，但由于多个要素之间的相互作用，往往即使知道了对流系统多个要素的分布情况，也难以做出足够准确的预报。加深对造成强降水对流系统结构和强降水成因的理解，可以帮助我们判断和掌握短时强降水可能的出现区域和强度。

全球尺度模式资料可以提供短时强降水的背景信息，但由于全球尺度模式资料时空分辨率的局限性，如前述 NCEP FNL 再分析资料的空间分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ ，时间分辨率为 6 小时等，尚不能满足认识和了解对流系统精细化结构的需求，而性能优越的高分辨率中尺度模式恰好可以弥补这方面的不足，因而成为了研究中小尺度系统的有力工具。

近些年来，随着计算机技术日新月异的发展和大气动力学理论及数学物理的进步，高分辨大气数值模式得到了长足的发展和进步，已经成为研究中小尺度天气系统发生发展机理、揭示强对流系统成因和维持机制不可或缺的工具。如 Weisman 等（1982）使用高分辨率模式揭示了垂直风切变和热浮力对风暴结构的影响。Rotunno 等（1988）基于高分辨率模式揭示了飊线长时间维持的机理。Trier 等（2010）基于高分辨率模式的研究发现，初始土壤湿度分布的不同通过影响地表热通量和湿通量，从而可以影响对流的触发。Houston and Wilhelmson（2011）基于云分辨率模式的风暴生命史的研究表明，在线状上升暖气流或浅边界层情况下，当出现多个距离相近的深厚对流单体时，会形成长生命史的对流风暴。Meng 等（2011）对我国华南一次飊线过程中弓形结构的成因进行了探索。Luo 等（2014）结合高分辨率中尺度模式，揭示了我国梅雨期对流通过不断后向重建从而较长时间影响同一区域，以致引发局地暴雨的降水模态。郑淋淋等（2016）详细研究了风切变对中尺度对流系统强度和组织结构的影响。张哲等（2016）对京津冀一次飊线过程进行模拟，清晰地再现了飊线的三维结构。杨新林（2018）通过真实和半理想化的数值模拟，对华北平原典型雷暴大风的形成机制进行了研究。鲁蓉（2018）通过改变再分析资料的水汽初值，研究了这一变化对华南地区中尺度对流系统演变和预报效果的影响。

本章主要针对 2016 年华南“4.17”和华北“7.20”两次迥然不同的典型强降

水过程进行研究。使用的工具是当前普遍使用的天气研究和预报模式 WRF (Weather Research and Forecasting Model), 主要的研究内容是“4.17”强降水过程中对流的精细化结构和“7.20”过程中气旋的形成和演变过程, 并分析强降水的成因。

WRF 是新一代中尺度数值天气预报系统, 主要用于天气研究和业务预报, 是当前国际上应用最为广泛的中尺度天气模式之一。本研究使用的模式版本为 WRF-v3.8, 在模拟和资料处理过程中, 所用资料包括逐小时加密自动站降水观测, 3 小时间隔地面观测, 华南区域雷达拼图, 以及 NCEP FNL 6 小时一次 $1^\circ \times 1^\circ$ 的再分析资料。

5.2 华南 2016 年“4.17”飊线过程模拟

5.2.1 模拟方案

本次过程的模拟采用三层嵌套 (图 5.1), 三层的分辨率分别为 18 km、6 km 和 2 km, 微物理方案采用 WSM-6 方案 (Dudhia 等, 2008), 第一、二层使用 Kain-Fritsch 积云参数化方案 (Kain and Fritsch, 1993), 第三层不使用积云参数化方案, 长波和短波辐射分别采用 RRTM 和 Dudhia 方案 (Mlawer 等, 1997), 边界层使用 YSU 方案 (Hong 等, 2006), 陆面采用 NOAH 陆面过程方案 (Chen and Dudhia, 2001)。模式的启动时刻设定为 2016 年 4 月 16 日 20 时 (北京时, 下同), 结束时刻为 4 月 18 日 08 时。

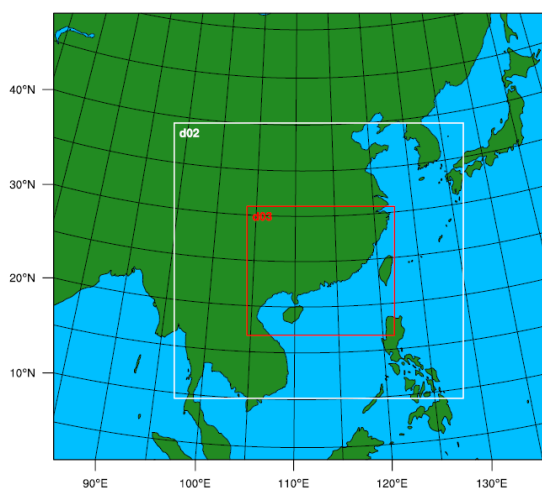


图 5.1 模拟区域及三层嵌套示意

Figure 5.1 Schematic diagram of three simulated domains

5.2.2 模拟结果验证

“4.17”过程中，短时强降水主要集中在4月17日14时~18日03时。环流形势清晰地显示了高空冷槽的特征（图5.2），17日08时500 hPa低涡中心位于我国东北地区，其南侧有两个槽区，一个位于朝鲜半岛东部，一个从我国东北向西南穿过云南，伸展至东南亚，对我国产生影响的即是这一大槽。对应的850 hPa形势场中（图5.2b），我国东北地区受涡旋控制，南方地区的切变线此时位于广西西北部与贵州交界处，17日20时850 hPa切变线位于广东东部沿海（图5.2d）。高空槽前偏南急流，低层切变线，850 hPa温度超过24℃，是利于对流的一种配置形势。

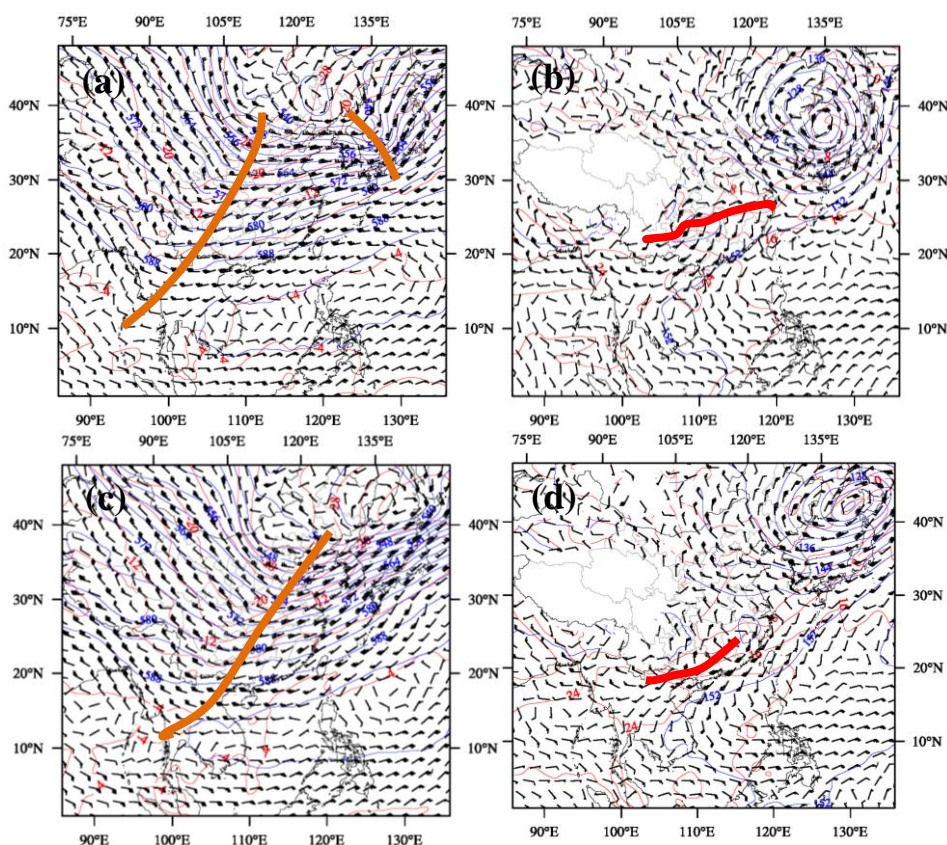


图 5.2 2016 年 4 月 17 日 08 时 (a) 500 hPa 和 (b) 850 hPa 高度 (蓝线)、温度 (红线, °C)、风场及 20 时 (c) 500 hPa 和 (d) 850 hPa 高度 (蓝线)、温度 (红线, °C)、风场, 图中粗实线表示冷槽/切变线位置

Figure 5.2 The (a) 500 hPa and (b) 850 hPa geopotential height (blue lines), temperature (red lines, °C), and wind at 08 BST and (c) 500 hPa and (d) 850 hPa geopotential height (blue lines), temperature (red lines, °C), and wind at 20 BST 17 April 2016. The solid lines indicates the trough lines or shear line

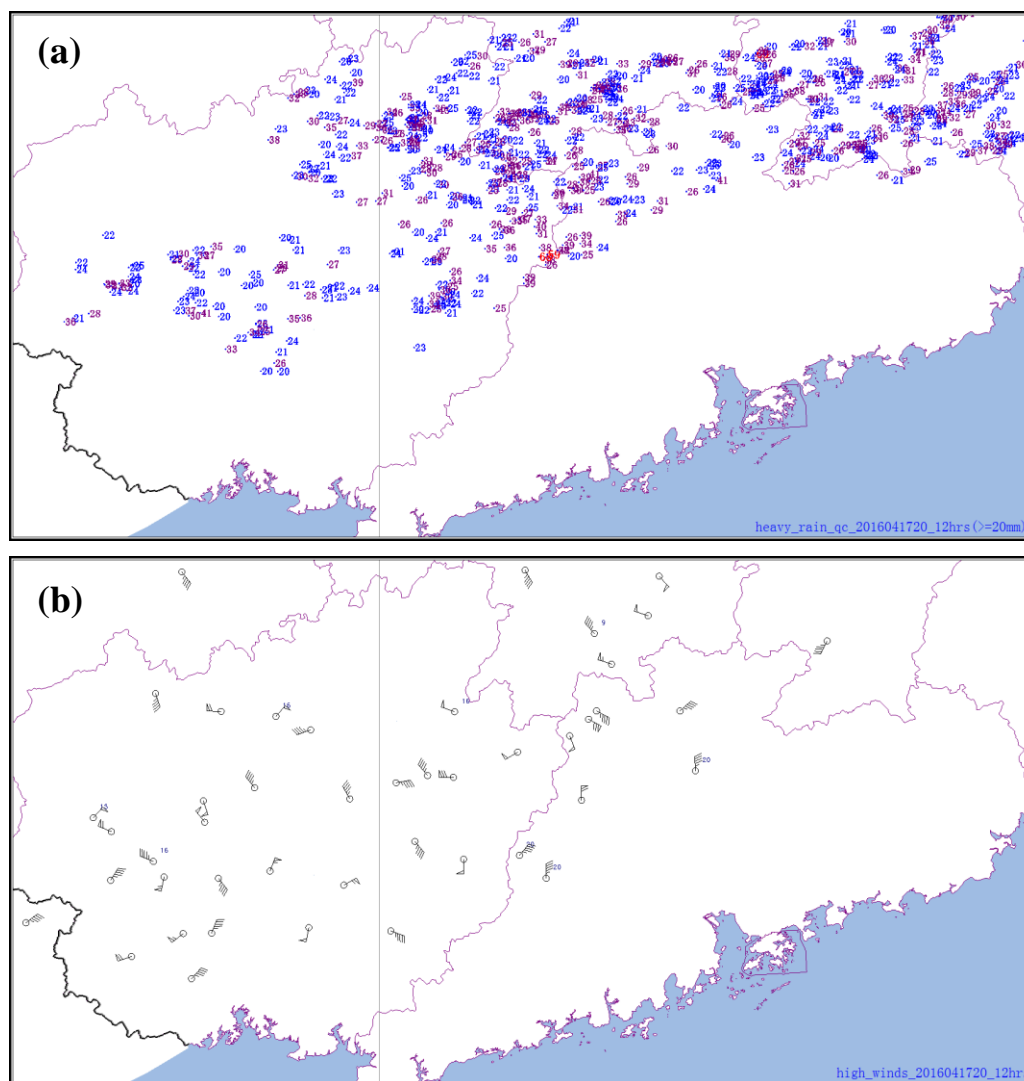


图 5.3 2016 年 4 月 17 日 08~20 时 (a) 短时强降水 (数值为降水值, mm h^{-1}) 和 (b) 雷暴大风 ($\geq 17.2 \text{ m s}^{-1}$) 实况

Figure 5.3 Observations of (a) short-duration heavy rainfall (numbers are the rainfall, mm h^{-1}) and (b) severe thunderstorm wind ($\geq 17.2 \text{ m s}^{-1}$) during 08 and 20 BST 17 July 2016

在这一环流背景下, 广西大部和广东北部出现了大面积的短时强降水 (图 5.3a) 和分散性的雷暴大风 (图 5.3b)。模拟最大反射率因子和实况拼图的对比显示 (图 5.4), 这是一次明显的具有前导对流线和尾随层状云区的飢线系统。模式对雷达回波的形态模拟较好, 包括东北西南走向的带状强回波分布, 线状对流系统后部大面积的层状云区, 相对平滑的线状对流前沿, 超过 50 dBZ 的最大反射率因子强度区间等, 但模拟雷达回波的强度比实况略强。

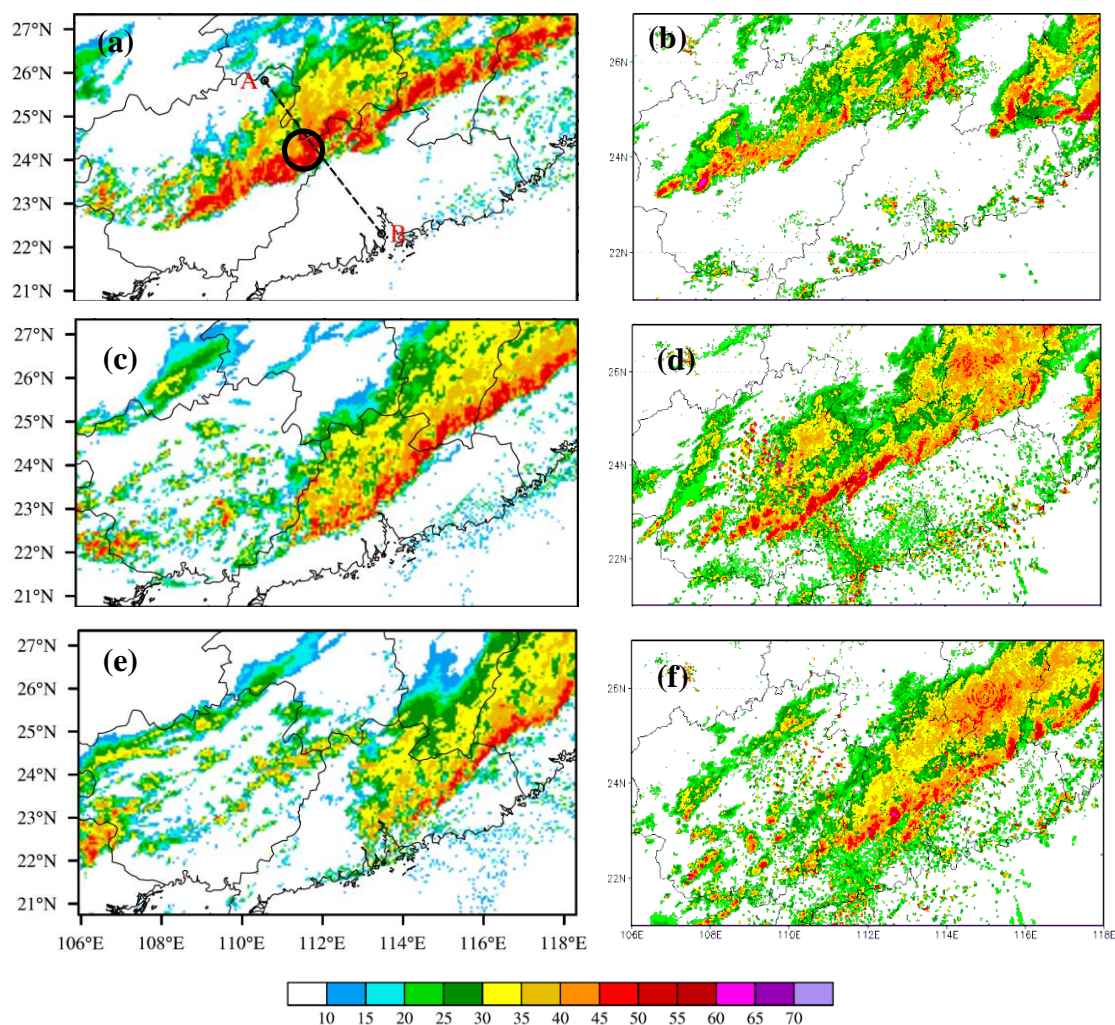


图 5.4 模拟 4 月 17 日雷达回波（左，dBZ）和实况拼图（右，dBZ）对比。(a) 17 时模拟，(b) 17 时拼图实况，(c) 20 时模拟，(d) 20 时拼图实况，(e) 22 时模拟，(f) 22 时拼图实况。圆圈所示为轨迹追踪的质点位置

Figure 5.4 The comparison of simulated maximum radar reflectivity (left column, dBZ) and radar reflectivity mosaic (right column, dBZ) on 17 April. (a) simulation at 18 BST, (b) radar mosaic at 18 BST, (c) simulation at 20 BST, (d) radar mosaic at 20 BST, (e) simulation at 22 BST, (f) radar mosaic at 22 BST. The black circle indicates the location of air parcels for trajectories

图 5.5 中给出了模拟降水和实况短时强降水 ($\geq 20 \text{ mm h}^{-1}$) 的对比。对比模拟的雷达回波 (图 5.4) 和小时降水 (图 5.5) 可知，两者之间有很好的对应关系，即模拟雷达回波超过 50 dBZ 的区域均出现了超过 20 mm h^{-1} 的降水，部分时次的回波中，如 17 日 18 时 (图 5.5b) 则出现了超过 50 mm h^{-1} 的短时强降水。实况显示，4 月 17 日 18 时和 20 时中均出现了超过 50 mm h^{-1} 的短时强降水，但大部分地区的小时降水强度主要集中在 $20\sim 50 \text{ mm h}^{-1}$ 之间。模拟和实况的小时降水较为接近，但模拟降水出现的时间比实况略早，这可能是由于模拟对流的移动速度

略偏快所致。

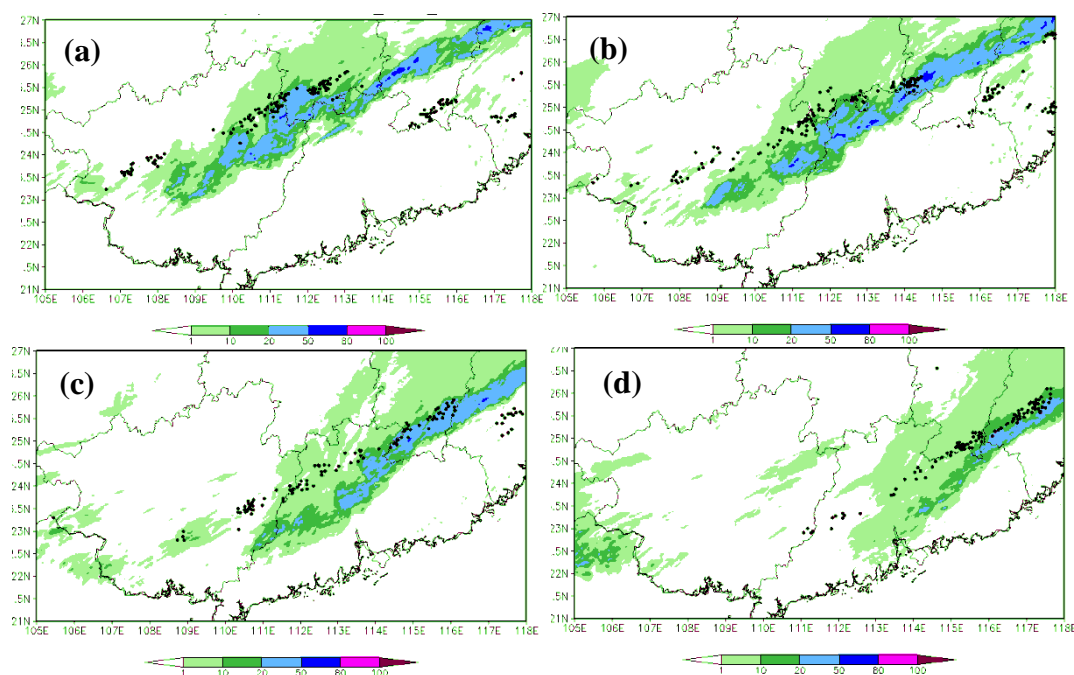


图 5.5 “4.17”过程中模拟小时降水(阴影, mm)与短时强降水实况(实心点)的对比。(a) 17日 17 时, (b) 17日 18 时, (c) 17日 20 时, (d) 17日 22 时

Figure 5.5 The comparison of simulated hourly precipitation (shaded, mm) and short-duration heavy rainfall observations on 17 April at (a) 16 BST, (b) 18 BST, (c) 20 BST, (d) 22 BST

地面大风是飚线的标志性天气现象(寿绍文, 2016), 常常造成严重的气象灾害。地面大风的出现一般表明对流发展到了旺盛阶段, 对流活动剧烈的区域往往也是降水强度较大的区域。模拟地面 10 m 风表明, 17 日 15 时左右地面 10 m 已经出现了超过 20 m s^{-1} 的大风, 表明已经有阵风锋出现, 这表明此时对流系统的下沉气流较为强烈, 且已经到达地面, 形成了强烈的前侧出流。大风的总持续时间超过 4 小时, 但大风速区的最大强度出现在 16: 50 左右。详细分析显示, 地面 10 m 于 16: 40 出现了超过 30 m s^{-1} 的大风速区(图 5.6a), 16: 50 大风速区影响范围扩大(图 5.6b), 但随后进入减弱阶段, 并于 18: 20 左右再次增强(图 5.6c), 最大风速再次超过 30 m s^{-1} , 随后地面 10 m 风迅速减弱, 并很快减小至 16 m s^{-1} 以下, 直至对流系统消亡。这一变化过程与模拟雷达回波(图 5.4)的强弱变化一致。

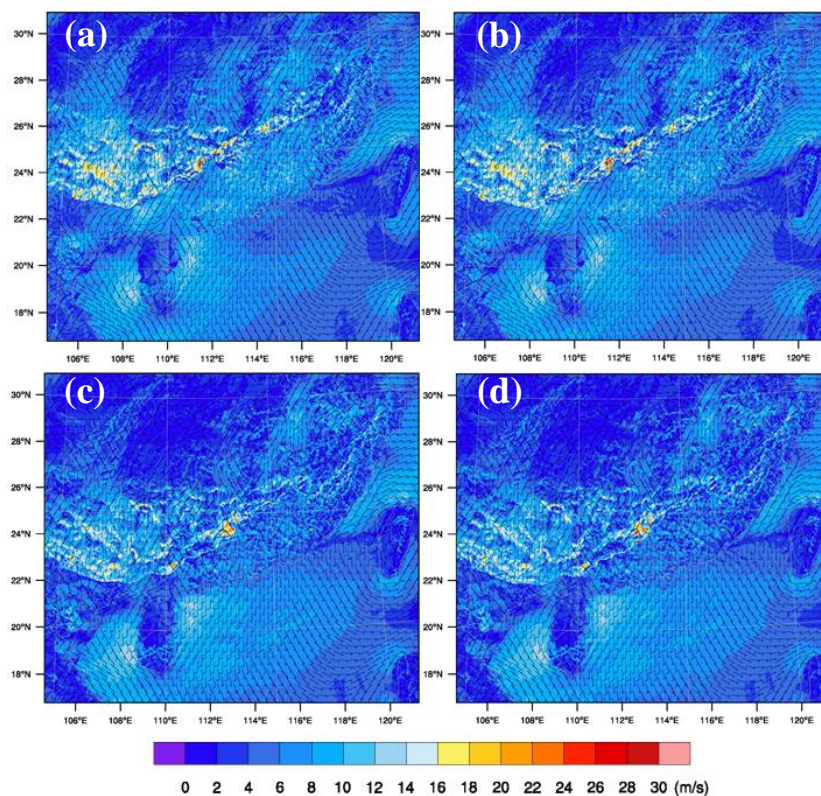


图 5.6 模拟 17 日 (a) 16: 40, (b) 16: 50, (c) 18: 20, (d) 18: 30 地面 10 m 风 (m s^{-1}) 分布

Figure 5.6 Simulated 10 m wind field (m s^{-1}) at (a) 16:40, (b) 16:50, (c) 18:20, and (d) 18:30 BST 17 April

5. 2. 3 飊线结构特征

分析显示, 模拟对流在 17 日 17~18 时达到最强, 并产生了最强的地面 10 m 风。首先通过对流发展旺盛时刻飊线的剖面特征进行分析。图 5.7 所示为沿图 5.4a 中线段 AB 的反射率因子和风矢量剖面。四个时刻的雷达剖面上均清晰地显示了飊线系统的剖面结构特征: 超过 50 dBZ 的高反射率因子前导区和强度 20~40 dBZ 的拖尾层云区, 前导区强回波 40 dBZ 区域的最大垂直向伸展高度超过了 10 km, 表明对流十分旺盛。风矢量场清晰地显示了图 1.2 所示的经典飊线的流场结构: 发展旺盛的飊线前导区强对流, 其前侧上升气流最为强盛, 并在中高空分别向前和向后流出, 形成两支出流气流, 前支气流向前伸展至一定距离后下沉, 并从对流层低层流向对流系统, 从而形成了一个顺时针环流; 高空后向气流则向后伸展至更远的距离, 在层云区直至地面为显著的飊线后部下沉入流。整体而言, 前侧的高空出流和后侧低层入流的气流强度要强于后侧高空出流和前侧低空入流。前侧入流的强气流区主要在近地层 2 km 以下。

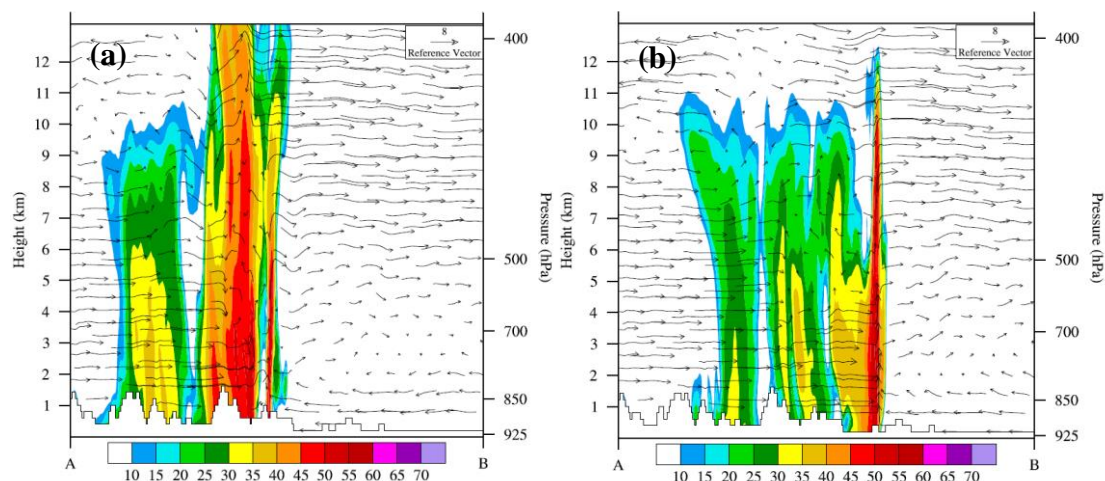


图 5.7 4 月 17 日 (a) 17 时和 (b) 18 时沿线段 AB (位置见图 5.2c) 的雷达反射率因子剖面 (阴影, dBZ) 和风矢量 (m s^{-1}) 垂直分布

Figure 5.7 Cross section of radar reflectivity (shaded, dBZ) and wind vector along AB with location shown in Fig.5.2c at (a) 17 BST, and (b) 18 BST

本次飊线过程在整体上与飊线的经典概念模型较为相似, 且多个时次强回波位置的变化清晰地显示了飊线系统内部对流单体的生消更替。如 4 月 17 日 17 时和 18 时 (图 5.7) 不同位置处的对流处于不同的发展阶段, 发展旺盛的前导区对流中上升气流最为旺盛, 后部拖尾层云区中存在交替性的弱上升和下沉气流。

与雷达回波相对应, 沿 AB 的相当位温剖面显示 (图 5.8b,d), 飊线前部近地层大气的相当位温超过了 354 K, 并伴有超过 90% 的相对湿度, 表明具备良好的湿热条件, 受到扰动时将利于对流的触发和发展。后部相当位温均小于 340 K, 且伴有大范围的相对湿度超过 90% 的区域, 与图 5.7 中飊线后部下沉气流及大面积的层云区降水相对应。两者中间的过渡带即是飊线主体所在的位置, 较大的水平向相当位温梯度表明中间有较强的垂直向运动, 显示的大量的潜热释放的区域, 即飊线主体区域, 说明这一区域也是水汽相态变化最为剧烈和集中的区域, 对应了高强度降水的产生。

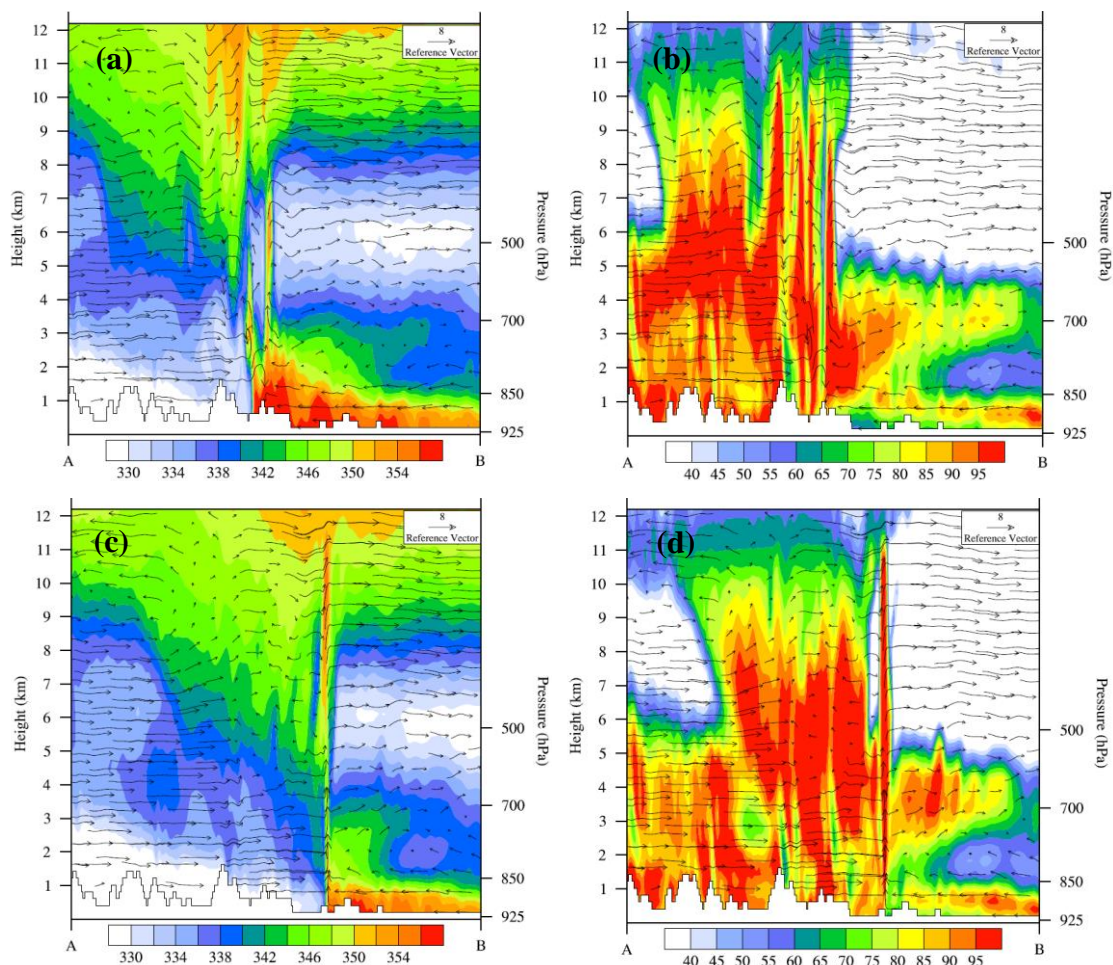


图 5.8 4 月 17 日不同时次的相当位温 (K) 和相对湿度 (%) 及风矢量 (m s^{-1}) 分布。(a) 17 时相当位温和风矢量, (b) 17 时相对湿度和风矢量, (c) 18 时相当位温和风矢量, (d) 18 时相对湿度和风矢量

Figure 5.8 Cross sections of potential equivalent temperature (K), relative humidity (%) and wind vector (m s^{-1}). (a) Potential equivalent temperature and wind at 17 BST, (b) Relative humidity and wind at 17 BST, (c) Potential equivalent temperature and wind at 18 BST, (d) Relative humidity and wind at 18 BST

降水强度受降水效率、云底上升气流速度和云底比湿等因素的影响, 且是三者的综合效应。仅就单一方面的影响而言, 降水效率的影响因子更为复杂, 垂直风切变的强度、相对湿度的大小等均可对降水效率产生影响。此次飊线过程的前导区沿着比湿 14 g kg^{-1} 等值线 (图 5.9), 同时也是比湿的梯度大值区, 呈东北西南向分布, 在飊线南侧为比湿大值区, 大部分地区的比湿在 18 g kg^{-1} 以上。700 hPa 上升气流则主要分布在飊线前导区中, 最大上升速度超过了 8 m s^{-1} , 这与飊线前导区中对流最为旺盛有关。尽管降水为过去一小时的累积量而非瞬时量, 但通过对比两者发现, 上升气流对强降水有着良好的指示性, 总体而言, 降水分布与强

上升气流区较一致。下面将结合空气质点的轨迹对发展旺盛飑线系统的三维结构特征进行分析。

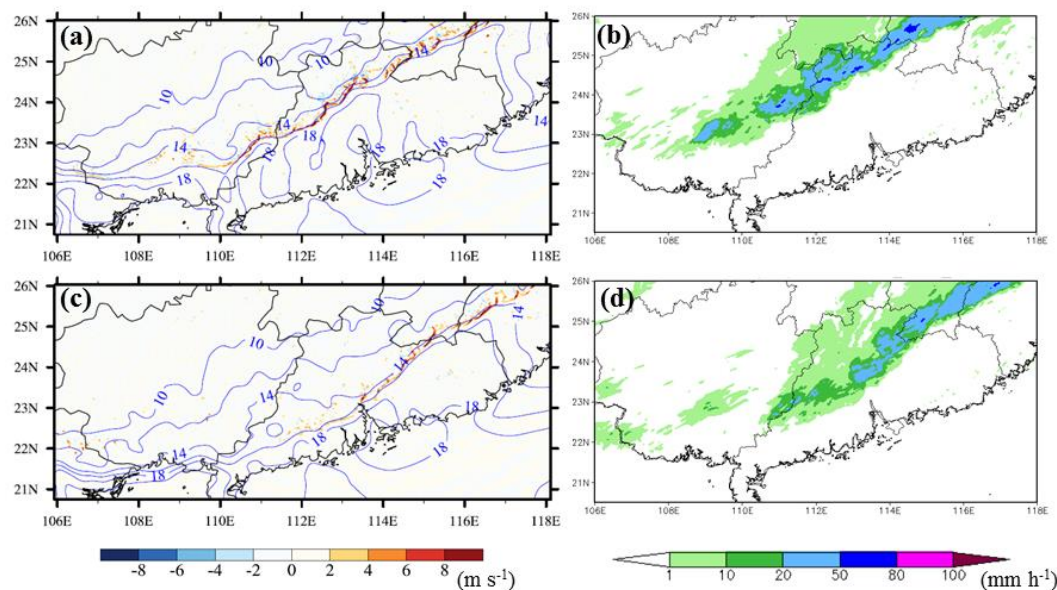


图 5.9 对流发展旺盛时刻的 925 hPa 比湿 (g kg^{-1}), 700 hPa 垂直速度 (m s^{-1}) 和对应时刻小时累积降水量 (mm) 的模拟对比。(a) 4 月 17 日 18 时 925 hPa 比湿 (等值线) 和 700 hPa 垂直速度 (阴影, 正值表示上升, 负值表示下沉), (b) 4 月 17 日 18 时的一小时累积降水, (c) 同 (a) 但为 4 月 17 日 20 时, (d) 同 (b), 但为 4 月 17 日 20 时

Figure 5.9 Comparison of simulated 925 hPa specific humidity (g kg^{-1}), 700 hPa vertical velocity (m s^{-1}), and hourly rainfall (mm). (a) The specific humidity of 925 hPa (contour) and 700 hPa vertical velocity (positive for ascending while negative for descending) at 18 BST 17 April 2016, (b) the hourly rainfall at 18 BST 17 April 2016, (c) same as (a) but for time of 20 BST, (d) same as (b) but for time of 20 BST

5.2.4 质点轨迹揭示的三维特征

本过程中, 两个出现短时大风的时段的最大风速均在 30 m s^{-1} 以上, 空间尺度 4 km 以上, 持续时间超过 20 分钟, 属于宏下击暴流大风 (Fujita and Wakimoto, 1983)。详细的对比显示, 前一时段大风的最大强度略强于后者, 因此主要对出现最大风速时刻的空气质点, 即 16:50 的大风区域的空气质点进行追踪, 前后向追踪开始时刻均设定为 16:50。

轨迹追踪使用粒子轨迹模式 HYSPLIT4 (Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model Version 4) (Draxler, 1999, 1997), 空气质点位置见图 5.4a 中黑点所示, 总计 81 个质点坐标, 间隔约 $20 \text{ km} \times 20 \text{ km}$, 空气质点高度

为 500 m, 1000 m, 2000 m, 3000 m, 4000 m, 5000 m, 6000 m, 7000 m, 14000 m, 时间间隔 5 分钟, 后向追踪的总时间长度为 20 小时, 前向为 10 小时, 覆盖了“4.17”过程的主要时段。

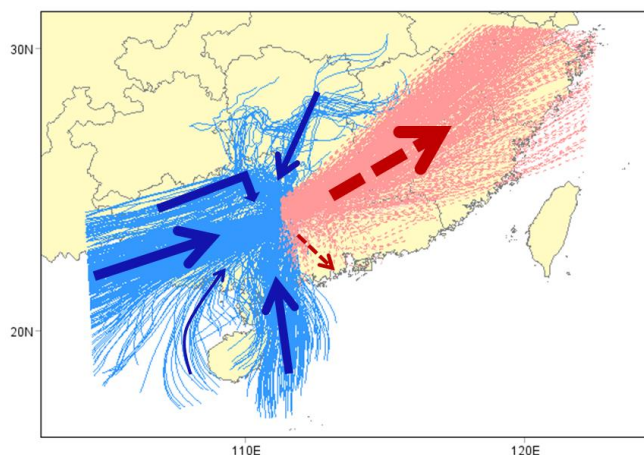


图 5.10 4 月 17 日 16: 50 时 81 个质点的后向 (蓝实线) 和前向 (红虚线) 轨迹, 蓝色箭头为质点后向主要轨迹示意, 红色箭头为质点前向主要轨迹示意

Figure 5.10 The backward (blue lines) and forward (red lines) trajectories of the 81 air parcels for all calculated levels. The blue arrows indicate the main clusters of back trajectories while the red ones indicating the clusters of forward trajectories

空气质点的粒子轨迹平面图显示 (图 5.10), 后向气流主要来自中南半岛方向, 另外一股来自中国南海, 但仍有另外两支较弱的气流, 一股来自北方, 另外一股是西南气流的一个较小的分支, 这股气流虽然源自西南气流, 但在参与对流活动的过程中, 存在西南向西北的转向, 然后再进入对流区。与前向气流相比, 前向气流的方向则以东北向为主, 但在对流系统前侧近地层也存在一股较弱的偏南气流。

不同高度处的后向轨迹显示, 气流的来向主要有两个: 垂直向和水平向 (图 5.11)。水平向轨迹位置距离起始时刻 (指 16: 50) 越远越平直, 并显示了较小的高度变化, 越接近起始时刻波动越剧烈, 表明飊线前导区后部存在活跃但不强烈的上升和下沉气流。随着高度的不断增大, 来自低层垂直向空气质点的后向轨迹逐渐减少, 但即使是 14000 m 高度 (图 5.11a), 仍有部分质点可以追踪到近地层, 显示了对流的旺盛。垂直向来源的轨迹在近地层有多个分支, 依高度有所不同, 14000 m 高度后向轨迹中的垂直向气流在低层有南和西南两支入流, 均源自地面附近。5000 m 高度后向轨迹的垂直向气流在低层除南和西南两支外, 在北

侧也有两条轨迹，而 3000 m 高度后向轨迹的垂直向气流在低层明显有南、西南和北三个入流方向，表明不同来源的低层入流所影响的高度不同。

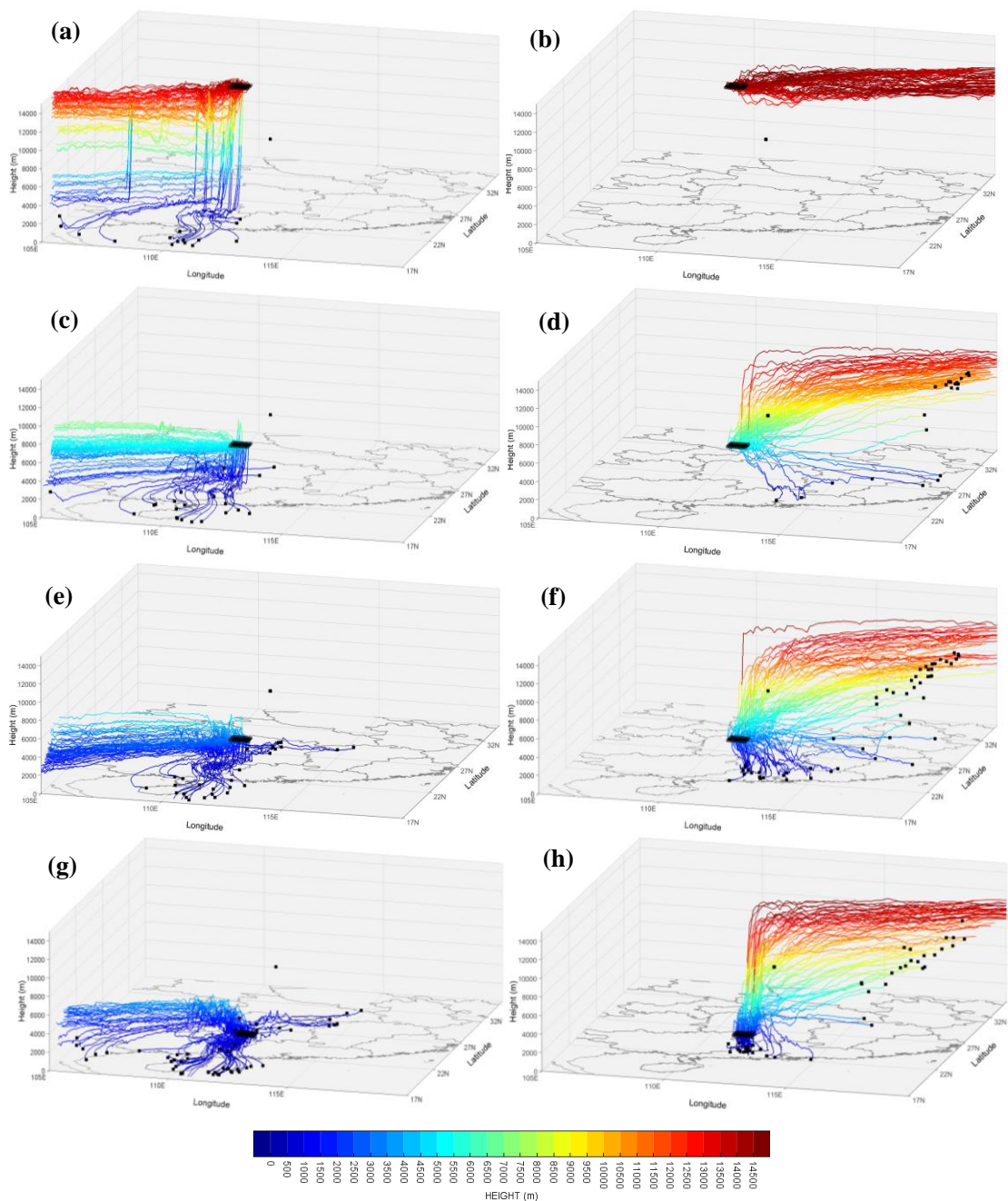


图 5.11 不同高度处空气质点的前向和后向轨迹高度 (m) 的变化。(a) 14000 m 后向轨迹，(b) 14000 m 前向轨迹，(c) 5000 m 后向轨迹，(d) 5000 m 前向轨迹，(e) 3000 m 后向轨迹，(f) 3000 m 前向轨迹，(g) 1000 m 后向轨迹，(h) 1000 m 前向轨迹

Figure 5.11 The variation of height (m) of backward and forward trajectories. (a) backward trajectories at 14000 m, (b) forward trajectories at 14000 m, (c) backward trajectories at 5000 m, and (d) forward trajectories at 5000 m, (e) backward trajectories at 3000 m, (f) forward trajectories at 3000 m, (g) backward trajectories at 1000 m, (h) forward trajectories at 1000 m

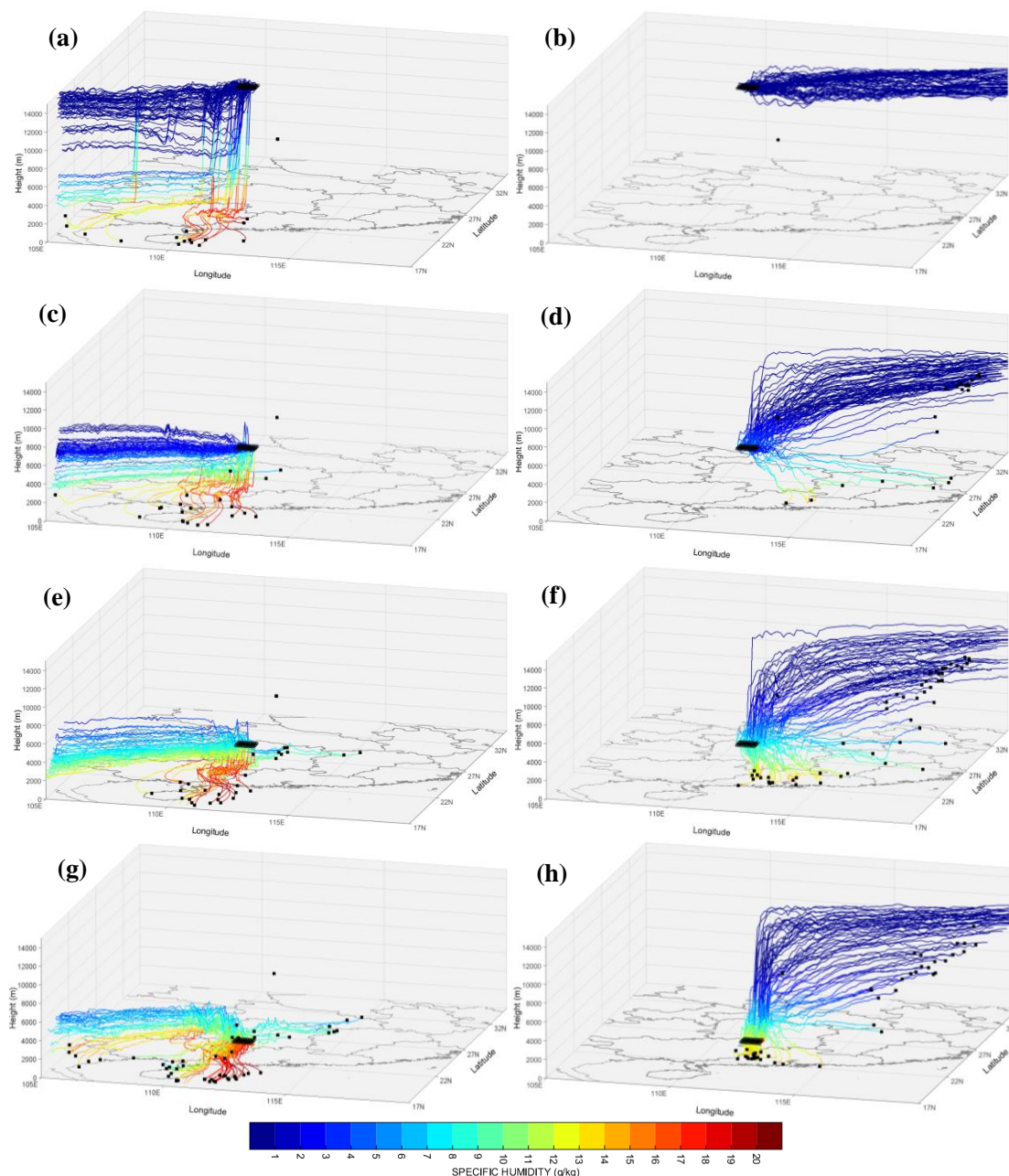


图 5.12 同图 5.11，但为质点轨迹的比湿 (g kg^{-1}) 变化

Figure 5.12 Same as Fig.5.11, but for specific humidity (g kg^{-1}) along trajectories

空气质点的前向 (16: 50 之后) 轨迹随高度变化则差别较大: 14000 m 前向轨迹均稳定在 14000 m 左右的高度, 且方向均为偏东方向。5000 m 前向轨迹大部分向上斜升至 14000 m 左右的高度, 但仍有 7~8 条倾斜向下的轨迹(图 5.11d), 并伸展至地面, 显示了下沉气流的存在。3000 m 后向轨迹中有部分来自高层的轨迹, 这与 5000 m 和 14000 m 的后向轨迹主要来自同一高度不同, 前向轨迹中则有约三分之一倾斜向下的轨迹 (图 5.11f), 并伸展至地面附近, 显示了下沉气

流的增强。然而, 1000 m 高度的后向轨迹则显示了两个来向, 来自 1000 m 以上的高度和来自地面。来自更高高度的轨迹在进入对流前经过了多次剧烈的上下波动, 显示了表现后部上升和下沉气流的频繁更替, 但仍然以下沉为主。来自地面的轨迹则自近地层开始垂直上升。1000 m 高度上的前向轨迹和更高高度也有不同, 除部分倾斜向上外, 更有一定比例的轨迹垂直向下直达地面, 这部分轨迹的倾斜向分量较小, 很可能与强降水的拖曳作用有关。

与空气质点轨迹的高度变化相对应的比湿变化显示(图 5.12), 各高度质点轨迹上的比湿变化与气流的轨迹方向有很大关系, 其中西南向气流比湿较小, 14000 m 高空西南向气流的比湿均小于 4 g kg^{-1} , 垂直向气流的地面西南向气流的比湿为 10 g kg^{-1} 左右, 而南向气流的比湿则超过了 18 g kg^{-1} , 且沿着轨迹线, 在 3000 m 仍然显示了超过 10 g kg^{-1} 的比湿, 表明来自于垂直气流中的南向气流有重要的水汽输送功能。后向轨迹上的比湿在 5000 m 以下的垂直气流中均较大, 且比湿随高度的增加的递减率较小, 在 5000 m 以上则一直较小。前向轨迹的比湿变化较为一致, 斜升气流的比湿随高度逐渐降低, 而下沉气流的比湿逐渐增强, 但即使在到达地面时, 比湿也仅仅为 13 g kg^{-1} 左右, 相比于入流仍然是较干的空气。相比较而言, 1000 m 高度的后向和前向轨迹的比湿差别则更为明显, 表明 1000 m 高度的后向高空和地面入流分别是来自更高高度的干空气和自地面的湿空气, 而下沉气流主要是偏干空气。

在对流层内, 位温一般随高度增加而增加。图 5.13 所示不同高度空气质点轨迹的位温变化显示, 水平向轨迹的位温变化较小, 但在垂直向轨迹中, 后向轨迹中的位温在 5000 m 以下随高度升高而保持不变, 部分甚至伸展至更高的高度, 结合轨迹比湿(图 5.12)和高度(图 5.11)的变化可知, 垂直向 5000 m 以下气流中存在大量的热量供应, 使得位温随高度的升高能够保持不变。考虑所选质点相对于爬线的位置, 表明这一区域存在大量的潜热释放, 即与地面强降水的产生有关。

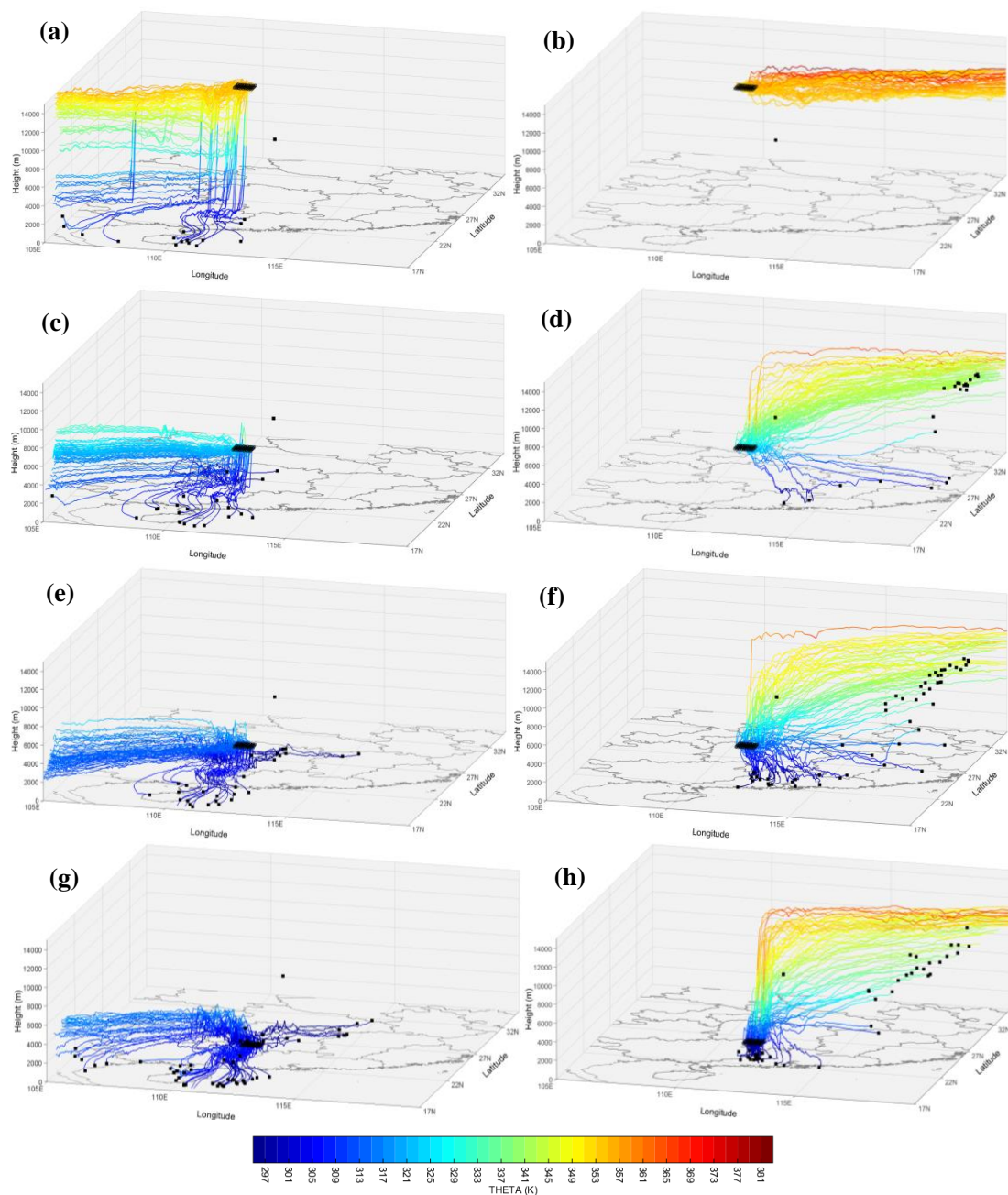


图 5.13 同图 5.11，但为质点轨迹的位温 (K) 变化

Figure 5.13 Same as Fig.5.11, but for potential temperature (K) along trajectories

轨迹综合分析表明，尽管对流中有多股入流和出流，但不同高度层存在较大差别，来自近地层的暖湿入流可从近地层直达高空 14000 m，尤其在 5000 m 以下区域，具有强烈的暖湿气流输送和水汽相变过程，而下沉气流源自 5000 m 高度附近，以倾斜相前的气流为主，随高度下降呈不断增强的趋势，但地面冷性阵风锋更多地和近地层垂直下沉干冷空气有关。源自地面锋前的暖湿气流在 5000 m 以下高度的快速凝结是产生强降水的重要原因。

5.2.5 飚线成熟阶段结构和强降水形成的概念模型

综合前述分析可知，飚线中强降水与飚线前导区中的强回波有较好的一致性。这一区域的后向气流主要是来自西南方向的干冷气流，但主要出现在 2000 m 以上（图 5.14），其进入飚线前导区前，即对流最为旺盛的区域前，受减弱消亡对流中弱上升和下沉气流的影响，呈波动状态，但这种波动随高度的升高逐渐减弱。

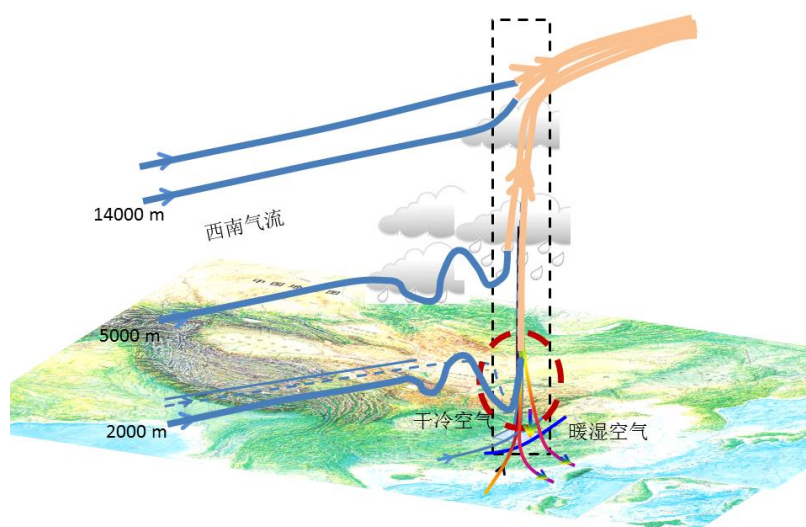


图 5.14 飚线强降水区的气流及对降水的影响示意图，地面深蓝色线条表示锋面的位置，箭头为气流的方向，虚线为强凝结区

Figure 5.14 Schematic diagram of streams in area of squall line producing heavy precipitation. The surface dark blue line indicating the cold front, and the arrows indicating the flow directions

飚线前导区中旺盛的对流可以向上伸展至 14000 m，14000 m 以下的西南向入流在进入前导区对流发展旺盛的区域后，即被快速抬升至 14000 m 的高度，且高度越低上升速度越快，表明中低层上升气流最为强盛。除西南向入流外，在低层还有几支较弱的入流，其中地面前侧的暖湿上升气流是主要的暖湿水汽输送源。这一暖湿上升气流与西南向干冷气流在 3000~5000 m 高度相互作用，使得暖湿气流中的大量水汽快速凝结析出，从而形成了地面的强降水，前向出流中 3000 m 以下直达地面的垂直向下沉气流也与强降水形成时的拖曳作用有关。此外，前向出流主要在 14000 m 高空，但也有一源自对流层中层 5000 m 的下沉气流，并随高度的降低逐渐增强，可以部分地解释地面飚线前部大风的形成。

5.3 华北 2016 年“7.20”气旋过程模拟

5.3.1 过程实况

尽管此次强降水过程简称为“7.20”暴雨过程,但实际的降水开始于 7 月 18 日,并于 21 日上午降水基本结束。就整个降水过程而言,此次强降水过程的影响范围包括江汉、黄淮、华北以及东北西部地区(图 5.15),总降水量也非常极端,出现了大范围的超过 100 mm 的降水区域,其中河北井陘县过程累积降水高达 689.4 mm,河南林庄达 676.1 mm,而北京门头沟也出现了 454.4 mm 的极端降水。北京及其周边的降水主要集中在 7 月 20 日,使得北京成为 2012 年“7.21”之后的又一次极端强降水过程,并因此被载入史册。

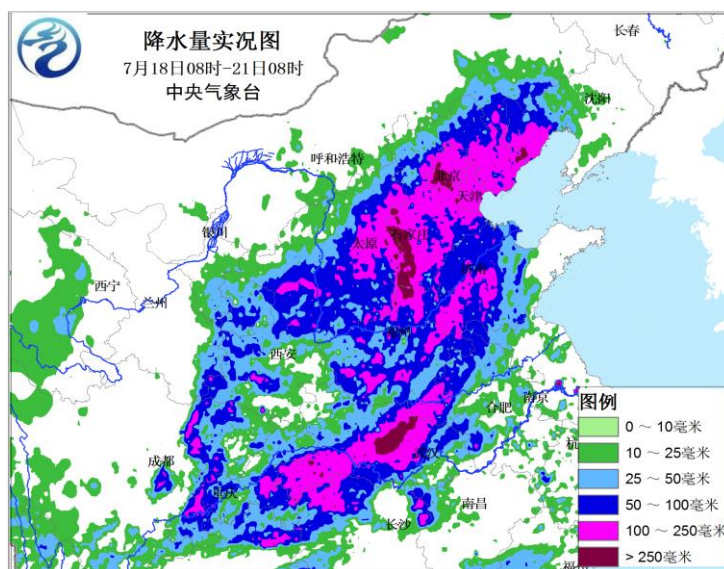


图 5.15 2016 年 7 月 18 日 08 时~21 日 08 时总降水量(引自 NMC 总结报告)

Figure 5.15 Total precipitation during 08 BST 18 July and 08 BST 21 July 2016(from NMC report)

5.3.2 模拟方案

本次过程的模拟区域见图 5.16,使用双重单向嵌套,外层区域的分辨率为 15 km,内层区域的分辨率为 3 km,模拟所使用的物理参数化方案如表 5.1 所示,模拟开始时间为 2016 年 7 月 18 日 20 时,截至时间为 22 日 08 时,总时长 84 小时。

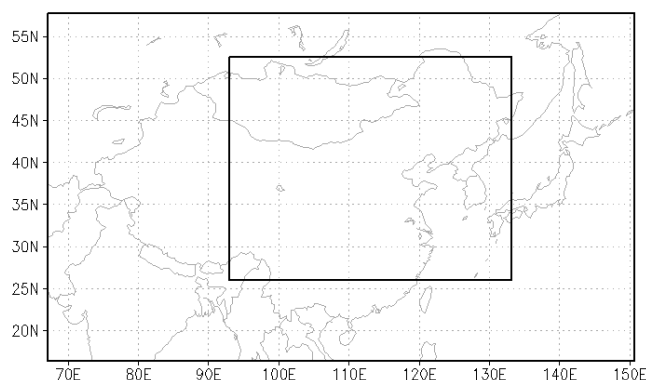


图 5.16 模拟区域及两层嵌套示意

Figure 5.16 Schematic diagram of two simulated domains

表 5.1 模拟使用的参数化方案

Table 5.1 List of crucial physics schemes used for simulation

物理过程 (Physics Process)	参数化方案 (Parameteration Schemes)
微物理过程/mp_physics	WSM 6-class graupel scheme
长波传输辐射方案/ra_lw_physics	RRTM scheme
短波传输辐射方案/ra_sw_physics	Dudhia scheme
路面过程方案/sf_surface_physics	Unified Noah land_surface model
边界层方案/bl_pbl_physics	YSU scheme
积云参数化过程/cu_physics	Kain-Fritsch scheme

5.3.3 模拟结果

针对本次过程，一些研究显示（雷蕾等，2017；赵思雄等，2018），强降水是在高低层系统及地形的共同作用下产生的，其中气旋是造成此次强降水过程的主要原因，即高湿环境下的持续性气旋强迫抬升导致了连续性强降水的出现。气旋影响北京及其周边区域时的雷达回波和降水模拟及与实况的对比表明（图 5.17），回波以层积混合云降水为主，强度超过 40 dBZ 的回波镶嵌在大范围的强度 20~30 dBZ 的回波中，除小部分区域外，回波强度均不超过 55 dBZ。模拟雷达回波的形态分布与实况接近，但模拟强雷达回波区的回波强度略偏强，模拟小时降水的出现位置与同时次实况相比略偏南，但在形态和强度上与实况接近。

08 时的雷达回波剖面（位置见图 5.17b1）也显示了很强的层积混合云降水特征（图 5.18a），即大范围强度 20~30 dBZ 的回波中镶嵌着部分强度 40 dBZ 以上

的回波，风场为一致性的偏南向气流，这与 2016 年华南“4.17”飢线过程中的雷达回波和风场结构显然不同。

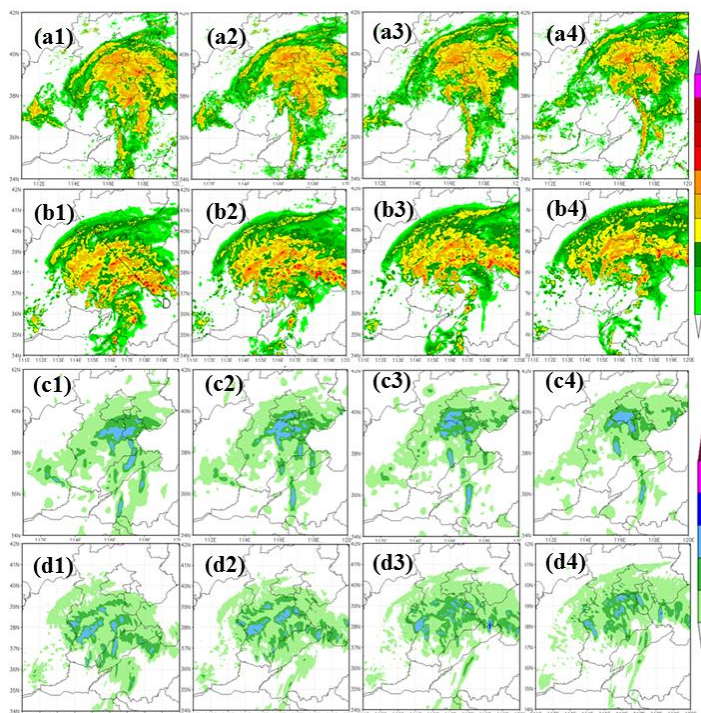


图 5.17 7 月 20 日 08 时、09 时、10 时、11 时的观测和模拟雷达回波及小时降水对比，其中 a 行为雷达回波观测，b 行为模拟雷达回波，c 行为观测小时降水，d 行为模拟小时降水
Figure 5.17 The comparison of simulated and observed radar reflectivity and hourly precipitation at 08 BST, 09 BST, 10 BST, and 11 BST 20 July with number from 1 to 4. The 4 rows labeled with a, b, c, and d represent the observed radar reflectivity, simulated radar reflectivity, simulated hourly precipitation, and observed hourly precipitation, respectively

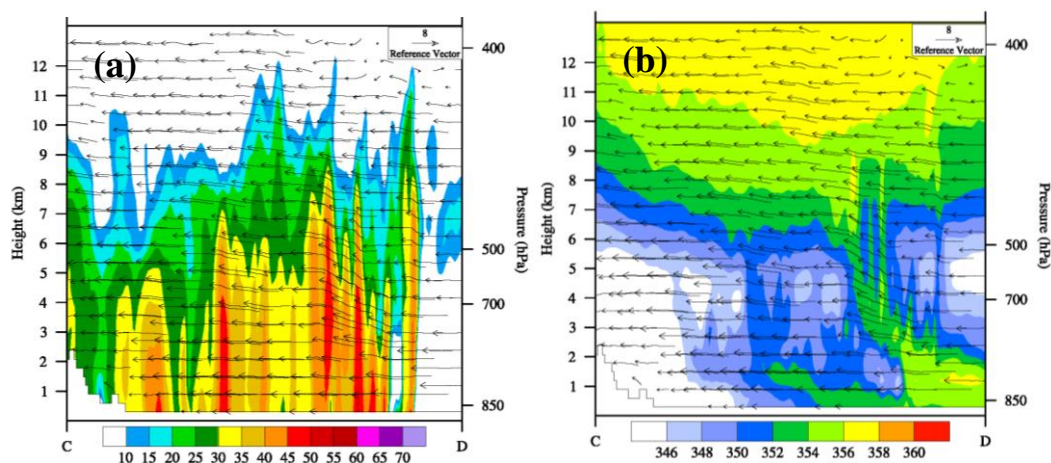


图 5.18 2016 年 7 月 20 日 08 时模拟的沿线段 CD（位置见图 5.16b1）的（a）雷达反射率因子（阴影，dBZ）和（b）相当位温（阴影，K）及风矢量（ $m s^{-1}$ ）垂直分布

Figure 5.18 Cross section of (a) simulated radar reflectivity (dBZ) and (b) potential equivalent temperature (K) and wind vector ($m s^{-1}$) along CD as shown in Fig.5.15b at 08 BST 20 July 2016

5.3.4 气旋形成过程

2016年“7.20”过程中与气旋相关的辐合抬升动力强迫是产生和维持降水的最主要影响要素，因此，本次过程的模拟分析主要围绕气旋的形成开展。图 5.19 中给出了涡旋形成过程中的背景场演变信息。总体而言，对流层高层，本次涡旋过程主要发生于高空急流入口区的右侧，南亚高压的东北方向，这里有很强的高空辐散条件，有利于对流的触发和维持。对流层中层，涡旋主要位于西风带短波槽的槽区位置，等温线的较为稀疏，表明此处虽然有暖平流的作用，但暖平流的范围较小，强度也不大，其对上升运动的促进和底层减压的作用不是十分显著，这与经典的温带气旋的斜压发展有所不同。

本次过程中气旋的发展最早可追踪到 7 月 18 日夜间。19 日 02 时（图 5.20a）和 05 时（图 5.20e）200 hPa 为一高空浅槽形势，浅槽位于内蒙古西部。两个时次的 500 hPa 高度均显示华北西南部存在 5780 gpm 闭合线，即存在涡旋结构，5800 gpm 呈向北开口的形状（图 5.20b, f），在该涡旋的东部存在弱对流（ <35 dBZ），其随着时间减弱。同时次的 700 hPa 形势场上只在 05 时出现了 3060 gpm 的闭合线，这表明有气旋形成，此时对流十分旺盛，主要位于该气旋的中部和东部。同时刻 850 hPa 和更低的层次均无闭合线形成，表明此时 700 hPa 涡旋向下伸展较弱。需要指出的是，虽然 500 hPa 上此时存在一个较弱的气旋，但其约位于 700 hPa 涡旋东北方向约 600 km 处，且 700 hPa 到 500 hPa 之间的垂直层内并不存在连续的闭合等高线中心，表明 700 hPa 与 500 hPa 上的气旋是两个独立的涡旋，并不是一个涡旋在垂直空间内的连续伸展。

19 日 08 时和 11 时（图 5.21）200 hPa 浅槽继续东移，强度变化不大，500 hPa 中的 5780 gpm 闭合线 08 时仍然存在，但区域显著减小，其东北侧的对流也显著减弱，11 时 5780 gpm 闭合线则完全消失，表明 500 hPa 上涡旋的消亡。而同时次的 700 hPa 形势场上 3060 gpm 闭合线继续存在，范围显著扩大，说明 700 hPa 上的涡旋在增强，在其中部和东部的对流也显著增强。低层 850 hPa 于 19 日 08 时开始出现 1420 gpm 闭合线，这对应了西南涡的产生，然而，此西南涡在 12 小时后消亡。上述分析表明，高空 200 hPa 和中低层 500 hPa、700 hPa 和 850 hPa 形势变化存在显著差异，此时段内各个层次没有表现出一致的变化趋势，这在一定程度上说明，他们还不是一个整体系统。

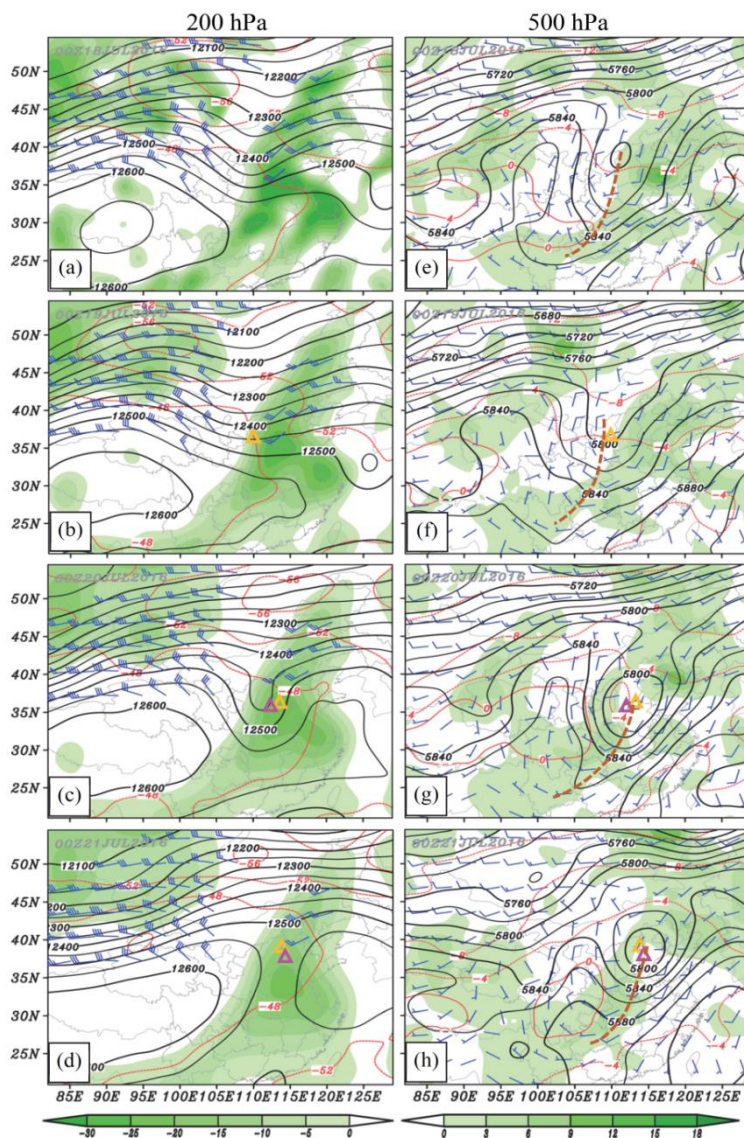


图 5.19 (a) 18 日 08 时, (b) 19 日 08 时, (c) 20 日 08 时, (d) 21 日 08 时的 200 hPa 散度 (阴影, 10^{-5} s^{-1})、位势高度 (黑实线, gpm)、温度 (红虚线, $^{\circ}\text{C}$) 及大风速区 ($\geq 25 \text{ m s}^{-1}$), 和 (e-h) 对应时刻的 500 hPa 温度平流 (阴影, 10^{-5} K s^{-1})、位势高度 (黑实线, gpm)、温度 (红虚线, $^{\circ}\text{C}$) 和风场分布, 橘色和紫色三角符号分别表示 700 hPa 和 500 hPa 的气旋中心位置

Figure 5.19 The 200 hPa divergence (shading, 10^{-5} s^{-1}), geopotential height (dark solid line, gpm), temperature (red dashed line, $^{\circ}\text{C}$), and wind speed above 25 m s^{-1} at 08 BST (a) 18 July, (b) 19 July, (c) 20 July, (d) 21 July, and the 500 hPa temperature advection (shading, 10^{-5} K s^{-1}), geopotential height (dark solid line, gpm), temperature (red dashed line, $^{\circ}\text{C}$), and wind field at 08 BST (e) 18 July, (f) 19 July, (g) 20 July, (h) 21 July. The orange and purple triangles mark the locations of the vortices' centers at 700 hPa and 500 hPa, respectively

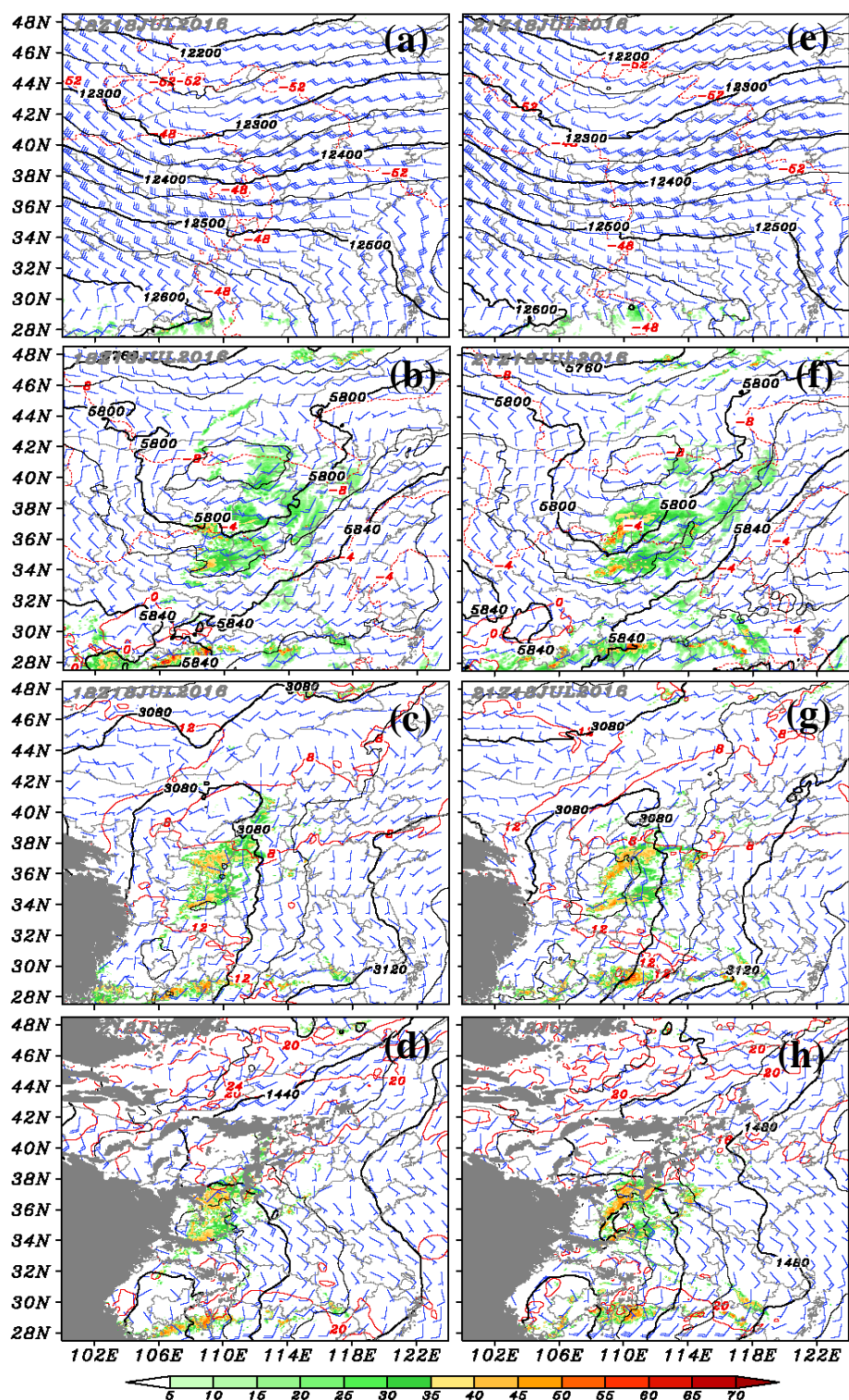


图 5.20 2016 年 7 月 19 日 02 时(a) 200 hPa,(b) 500 hPa, (c) 700 hPa, (d) 850 hPa 和 05 时(e) 200 hPa, (f) 500 hPa, (g) 700 hPa, (h) 850 hPa 形势，黑线为等高线 (gpm)，红线为等温线 (°C)，彩色阴影为对应气压层的雷达回波，灰色阴影为地形

Figure 5.20 Synoptic pattern of (a) 200 hPa,(b) 500 hPa, (c) 700 hPa, (d) 850 hPa at 02 BST and (e) 200 hPa, (f) 500 hPa, (g) 700 hPa, (h) 850 hPa at 02 and 05 BST, respectively, on 19 July 2016

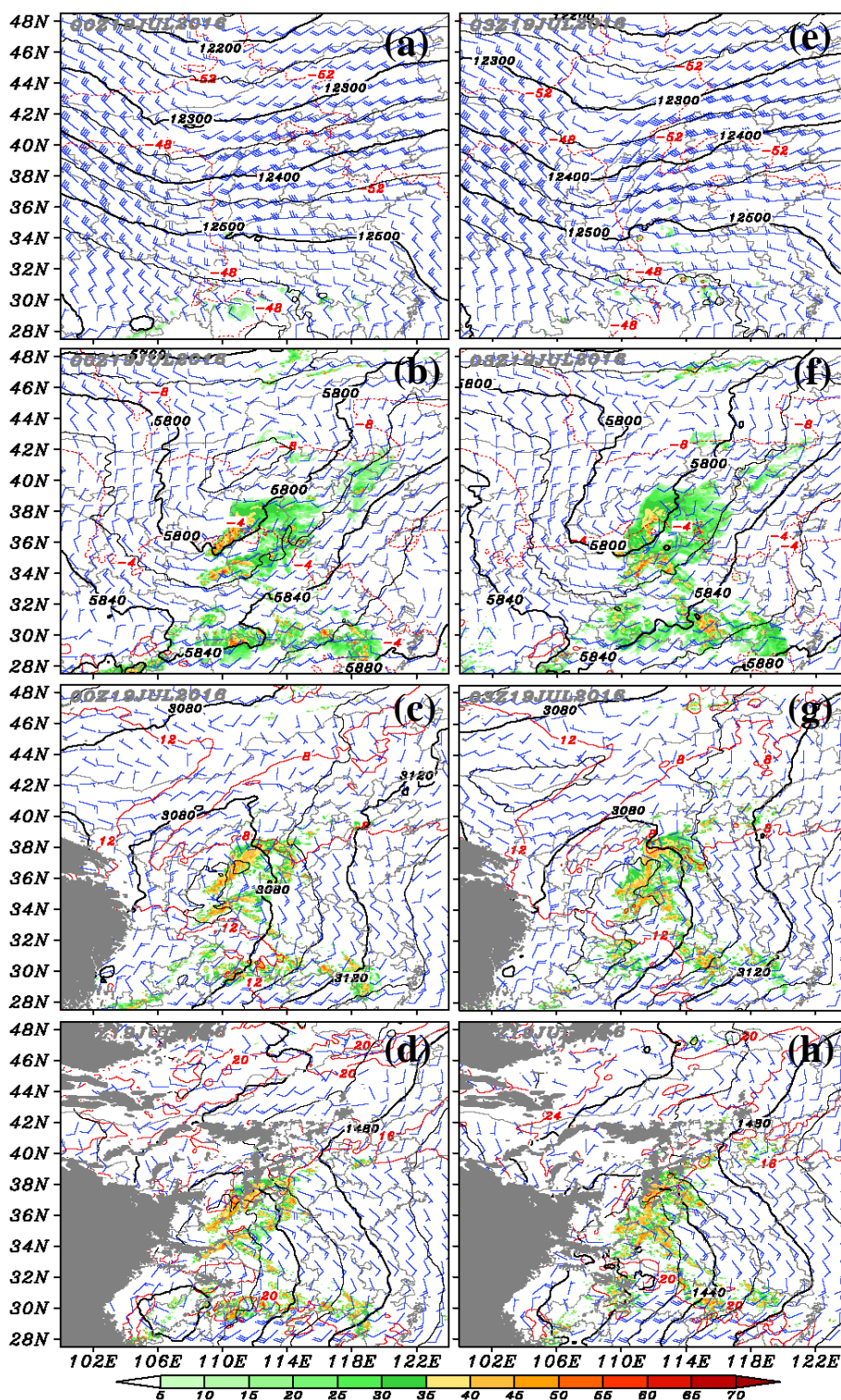


图 5.21 同图 5.20，但为 7 月 19 日 08 和 11 时形势

Figure 5.21 Same as Fig.5.20, but for synoptic pattern at 08 and 11 BST 19 July 2016

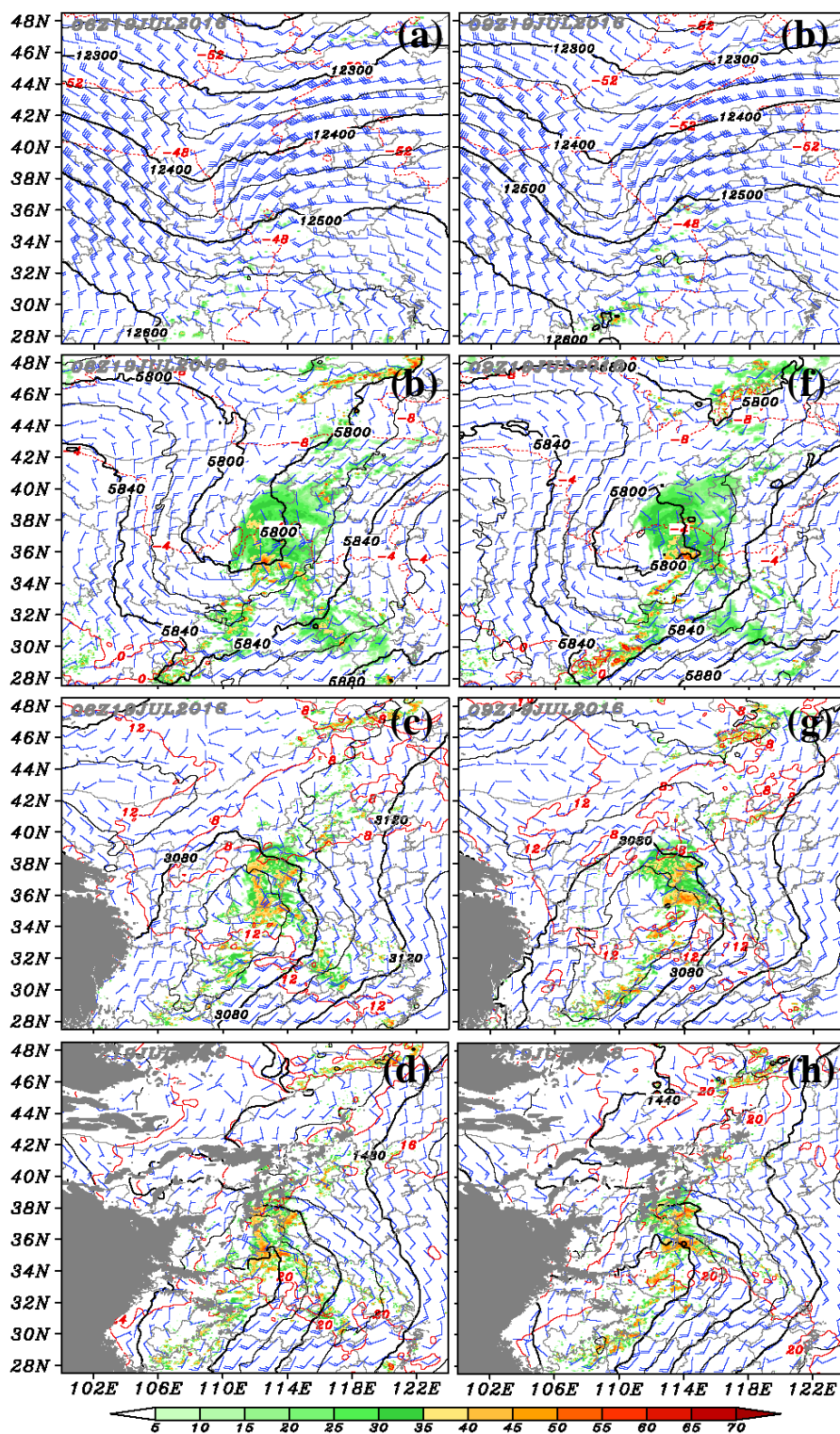


图 5.22 同图 5.20，但为 7 月 19 日 14 和 17 时形势

Figure 5.22 Same as Fig.5.20, but for synoptic pattern at 14 and 17 BST 19 July 2016

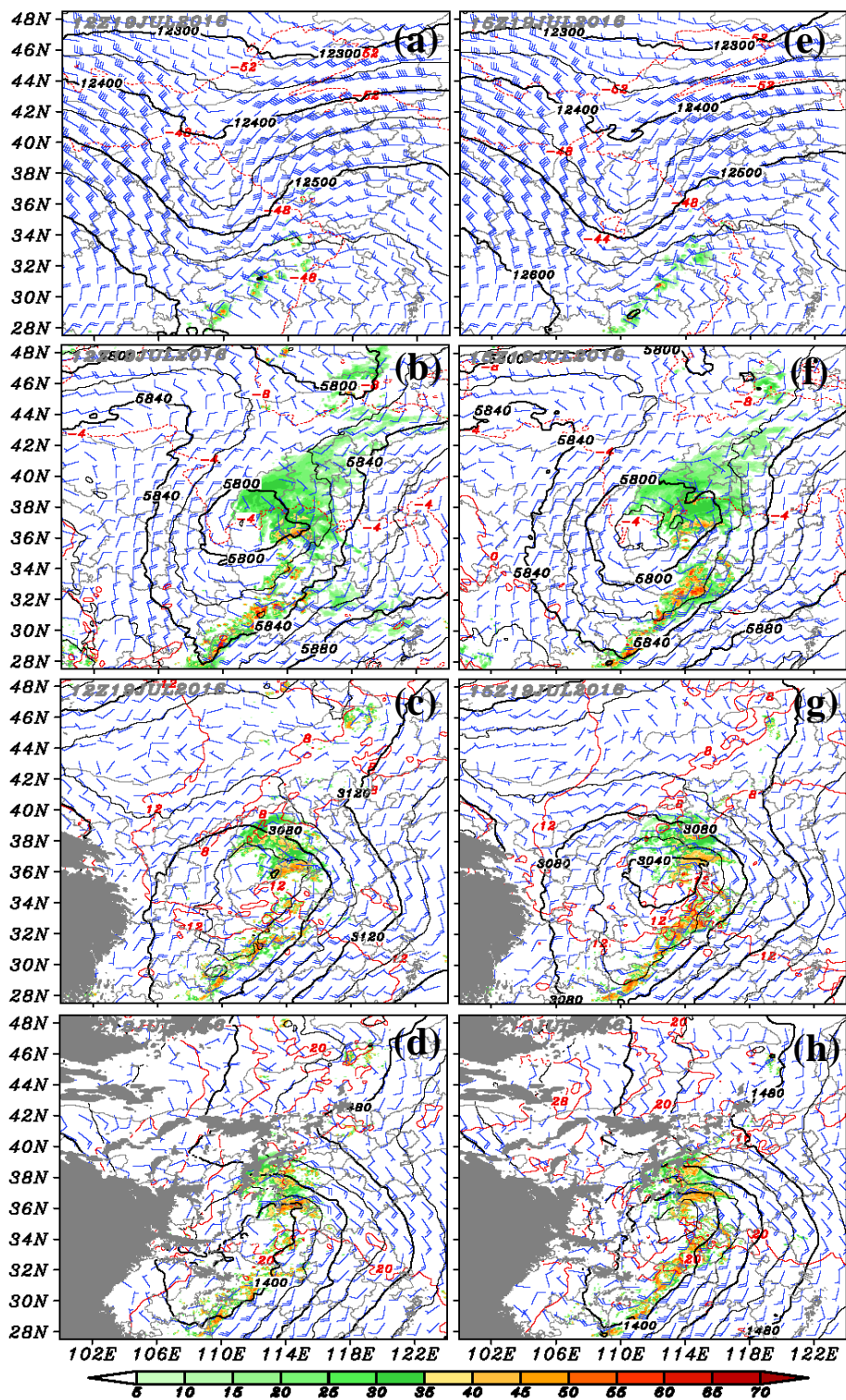


图 5.23 同图 5.20，但为 7 月 19 日 20 和 23 时形势

Figure 5.23 Same as Fig.5.20, but for synoptic pattern at 20 and 23 BST 19 July 2016

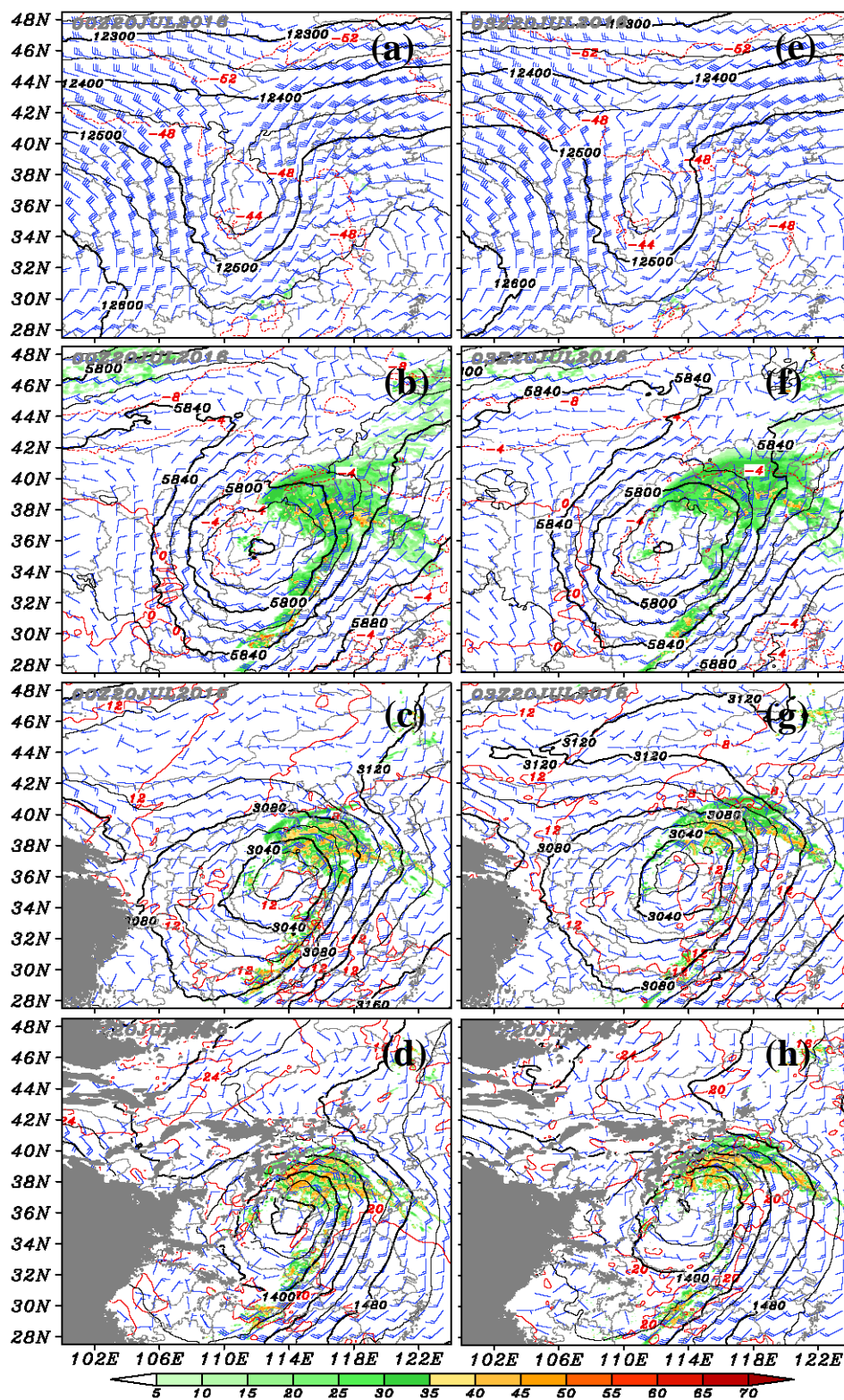


图 5.24 同图 5.20, 但为 7 月 20 日 08 和 11 时形势

Figure 5.24 Same as Fig.5.20, but for synoptic pattern at 08 and 11 BST 20 July 2016

19 日 14 时和 17 时 (图 5.22) 200 hPa 槽继续东移, 其南端已经伸展至陕西、重庆、湖北上空, 相比于之前时刻有一定程度的加深。14 时 500 hPa 的 5800 gpm

线进一步向南伸展,截至 19 日 17 时,5800 gpm 线的南端脱离本体,形成了 5800 gpm 的闭合中心,风场也开始呈现涡旋形状,表明 500 hPa 气旋开始形成。此时段内,700 hPa 上的涡旋一直在增强,范围也随之扩大,对流主要位于东部和中部,强度较强。850 hPa 上首先于 19 日 14 时在四川东北部形成了气旋性的风场结构(此处正位于 700 hPa 涡旋下方),3 小时后,气旋风场的范围和强度均显著增大,并出现了等高线的闭合中心。这对应了 850 hPa 上涡旋的形成,进一步分析表明,700 hPa 到 500 hPa 存在连续的涡旋结构,表明 850 hPa 上的涡旋是 700 hPa 涡旋向下伸展的结果。

19 日 20 时(图 5.23)高空 200 hPa 槽继续加深,但东移速度显著减慢。500 hPa、700 hPa 和 850 hPa 的涡旋均同步增强,中心点的位置趋于一致。19 日 23 时,500 hPa 形成了 5780 gpm 闭合线,700 hPa 则形成了 3040 gpm 闭合线,而 850 hPa 也形成了 1380 gpm 的闭合线,中心均位于河南西北部与山西交界处,不同高度上的涡旋中心位置一致,表明 500 hPa、700 hPa 和 850 hPa 的涡旋已经形成了一个整体。对流主要出现在涡旋东部,最大反射率因子 45~50 dBZ,显示对流较强,但几乎没有对流达到 200 hPa 的高度,表明对流均在中低层发展。

此后的一段时间,低涡在不断发展增强的同时,缓慢东北向移动,在移动的过程中,500 hPa、700 hPa 和 850 hPa 低涡中心始终保持一致,表明涡旋是作为一个整体系统在移动。20 日 08 时(图 5.24),200 hPa 开始形成气旋风场,11 时 200 hPa 气旋继续加强,形成 12450 gpm 的闭合线和气旋性风场,表明 200 hPa 低涡形成,低涡中心位置与中低层低涡一致,显示低涡加强成为从高空到地面的深厚系统,表明低涡进入成熟阶段。这一阶段对流仍然位于涡旋东部,500 hPa 雷达回波覆盖区域显著扩大,并已经影响了华北中北部,但即使如此,也几乎没有对流达到 200 hPa 的高度。

综合气旋发展形成的过程可知,低涡于 19 日夜间才发展成为上下一体的深厚系统,在此之前低层 700 hPa 以下的系统、500 hPa 系统以及高空 200 hPa 相对孤立。不同时次的 200 hPa 和 500 hPa 剖面(图 5.24)更清晰地显示了这种高低空形势的变化及涡度中心在空间位置上的变化,即初始阶段高低空系统各自相对独立的发展,形成阶段则是在高层的影响下中低层先形成低涡,后低涡发展增强,成熟阶段形成贯通的深厚涡旋系统。

位涡(PV: potential vorticity)是大气动力和热动力情况的有效度量指标(Gold

等, 2008; Brennan 等, 2008), 被广泛的应用到涡旋的相关研究当中 (Fu 等, 2014; Egger, 2009; Martin 等, 2002), 其表达式为: $PV = \frac{1}{\rho} \eta \cdot \nabla \theta$, 其中 η 为绝对涡度, θ 为位温, ρ 为空气密度。由于“7.20”过程中的涡旋中心区主要位于 41~44 °N 的范围内, 本文使用 41~44 °N 的平均径向位涡剖面变化来研究不同高度层次涡旋系统的演变过程。

由图 5.25a 可知, 7 月 19 日 02 时, 即 700 hPa 涡旋形成前 3 小时, 400~500 hPa 在 114~117 °E 之间存在一个 1.0 PVU 的区域, 其涡度大于 $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 水汽相对湿度超过 85%, 这对应了此时 500 hPa 涡度东侧较强的对流凝结潜热释放(图 5.20b), 正是凝结潜热的释放造成了此处的位涡大值区。此时, 对流层中低层较强的正位涡区与正涡度区相匹配, 向下延伸到约 850 hPa, 且此区域内相对湿度较高, 尤其在 750 hPa 到 500 hPa 的层次内, 其相对湿度在 95% 以上。这些有利的动力和热力条件为正位涡的进一步增强和涡旋的形成提供了有利的条件。此时, 对流层高层, 108 °E 以西大于 1.5 PVU (1.0 PVU 被用作对流层顶) 的区域呈向下伸展的状态, 其下界可达 350 hPa 左右, 这个区域内水汽含量较多, 主要来自于平流层, 上述分析表明对流层顶发生了折叠, 对比前述分析可知, 对流层顶折叠的区域与 200 hPa 东移浅槽相对应。

19 日 17 时 (图 5.25b), 对流层中层 114~117 °E 之间的强位涡区面积减小, 其对应的涡度大值区与其西部断开, 这对应了此时 500 hPa 上涡旋的消亡和对流减弱的过程 (图 5.21b)。与之相反, 108~111 °E 之间对流层中低层的正涡度和正位涡均显著加强, 此时 700 hPa 上涡旋已经形成, 而 500 hPa 上涡旋也于 9 小时后形成。对流层高层, 对流层顶的折叠有所加强, 并随时间向东移动, 根据位涡反演理论, 这一变化是有利于对流层中低层气压降低和气旋式风场扰动出现的, 这两者都对对流层中低层的涡旋形成有促进作用。

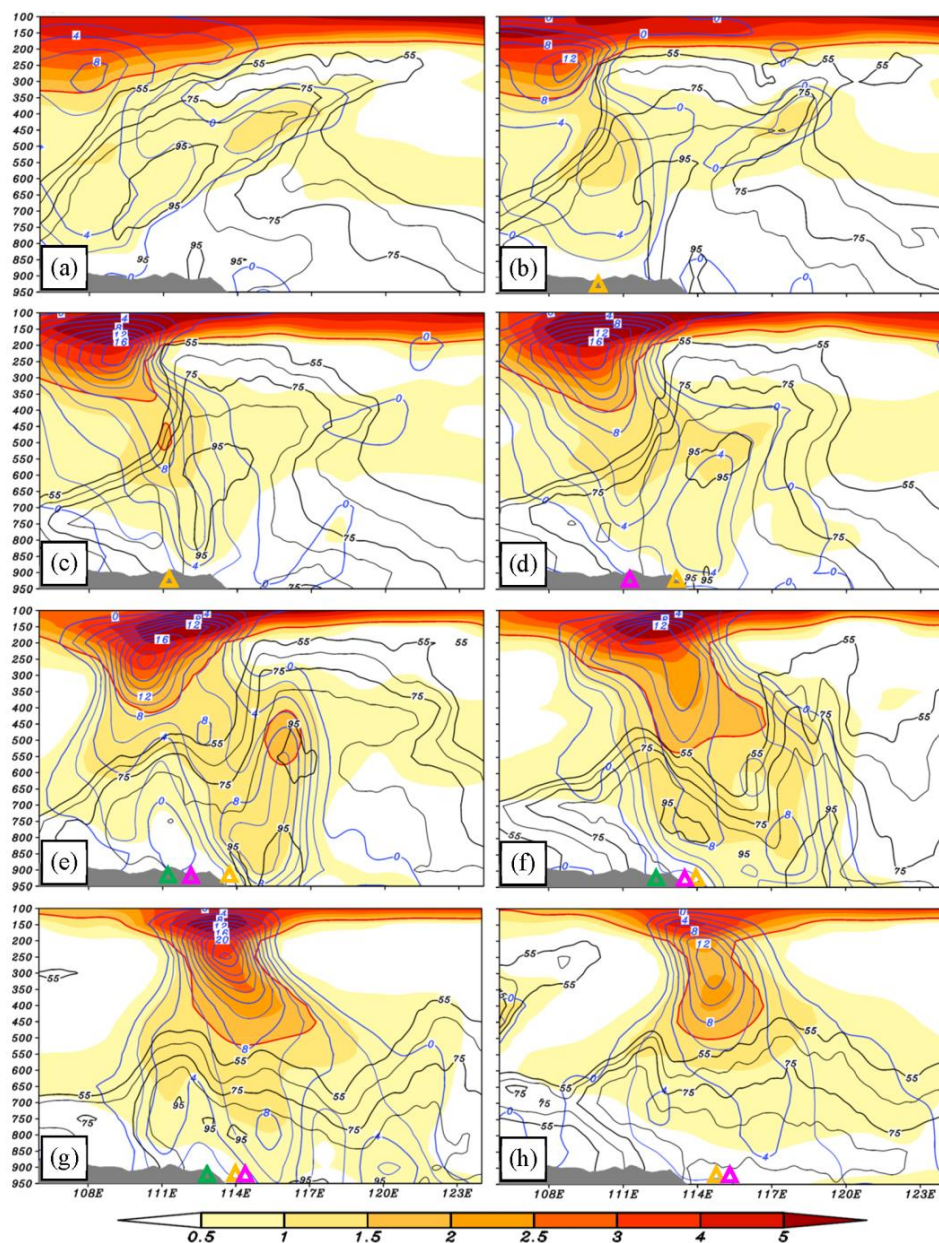


图 5.25 沿径向 (34~41 °N) 的平均 PV (阴影, PVU)、涡度 (蓝线, 10^{-5}s^{-1}) 和相对湿度 (黑实线, %) 随时间的变化, 粗实线为 1.5 PVU 等值线, 灰色阴影为径向平均地形。绿色、紫色和橘色三角形分别表示 200 hPa、500 hPa 和 700 hPa 涡度的经向位置。(a) 19 日 02 时, (b) 19 日 08 时, (c) 19 日 14 时, (d) 19 日 20 时, (e) 20 日 08 时, (f) 20 日 20 时, (g) 21 日 08 时, (h) 21 日 20 时

Figure 5.25 Meridional averaged (34~41 °N) PV (shading, PVU), vorticity (blue solid line, 10^{-5}s^{-1}), and relative humidity (black solid line, %), where the thick solid line is the 1.5 PVU contour line, and the grey shading is the meridional averaged terrain. The green, purple, and orange triangles mark the central longitudes of the vortices at 200 hPa, 500 hPa, and 700 hPa, respectively. (a) 02 BST 19 July, (b) 08 BST 19 July, (c) 14 BST 19 July, (d) 20 BST 19 July, (e) 08 BST 20 July, (f) 20 BST 20 July, (g) 08 BST 21 July, (h) 20 BST 21 July

截止 19 日 17 时, 500 hPa 上涡旋形成, 此时 500 hPa 上出现了正位涡和正涡度的大值区 (图 5.25c), 然而形成初期, 500 hPa 涡旋仍然位于 700 hPa 涡旋以西 (图 5.25d), 其正涡度区相互分离, 表明此刻涡旋还未实现上下耦合, 即还未成为一个整体。截止到 19 日 23 时, 850 hPa 也有涡旋形成, 是 700 hPa 涡旋向下伸展的结果。正是这个时刻, 500 hPa 上的涡旋与 700 hPa 上的涡旋垂直耦合在了一起, 此时降水显著增强, 降水凝结潜热释放也随之加强, 这使得对流层中低层的正涡度和正位涡随时间快速增长, 涡旋因此快速增强 (图 5.25e)。此阶段内, 对流层顶折叠随时间增强 (图 5.25d-e), 向东移动, 并加强下伸。相应的, 200 hPa 上的浅槽迅速发展加深, 并于 20 日 08 时形成涡旋。可以看出, 200 hPa 上涡旋的形成与对流层中低层的涡旋形成过程显著不一致, 主要是平流层大值区下传的结果, 是干过程, 而对于对流层中低层的涡旋形成而言, 位涡主要由降水的非绝热加热制造, 是湿过程。截止 20 日 11 时, 200 hPa 上的涡旋与对流层中低层的涡旋垂直耦合在一起, 形成了从 950 hPa 向上贯穿到 200 hPa 的深厚系统。剖面图上, 从对流层高层到低层, 存在一致贯通的正位涡和正涡度柱 (图 5.25f-g)。这种垂直贯通的涡旋结构表明, 涡旋已经达到了成熟期, 此后随着降水和对流活动的减弱, 正位涡和正涡度开始减弱 (图 5.25h), 涡旋开始消亡, 本次涡旋对流层高层的结构消失最早, 其次是对流层低层, 最后是对流层中层。

综上所述, 结合不同高度层次气旋中心位置的变化可知, 本次气旋系统的早期阶段, 对流层高、中、低之间是相对独立地发展, 高层涡旋系统的发展是典型的干过程, 而中低层涡旋系统的发展是典型的湿过程。随着各层系统之间相互作用的加强, 在涡旋成熟期各层涡旋上下贯通, 形成了一个耦合的深厚涡旋系统, 随着降水的减弱和大气斜压性的降低, 这个涡旋系统开始减弱消亡。由于平流效应比高层弱, 且摩擦效应比低层弱, 所以对流层中层的涡旋消失的最晚。

在气旋形成、发展和成熟阶段, 700 hPa 和 500 hPa 的雷达回波均集中在气旋东侧的东北和东南象限, 最大回波强度 40~45 dBZ, 200 hPa 几乎没有回波, 这与图 5.17 所示气旋发展成熟时期的雷达回波剖面一致, 即雷达回波主要集中在中低层, 而回波的出现区域则表明上升气流主要集中在气旋东侧的偏南气流中。结合不同海拔高度气旋发展阶段的空气质点运动对空气的运动进行追踪, 查看气流的运动特征。

5.3.5 气旋形成的粒子轨迹分析

2016 年“7.20”暴雨中，对流层高、中、低三层有三个首先各自独立发展、之后又实现耦合和垂直贯通的涡旋。这些涡旋的形成过程的差异，本小节将结合轨迹追踪作一探讨。

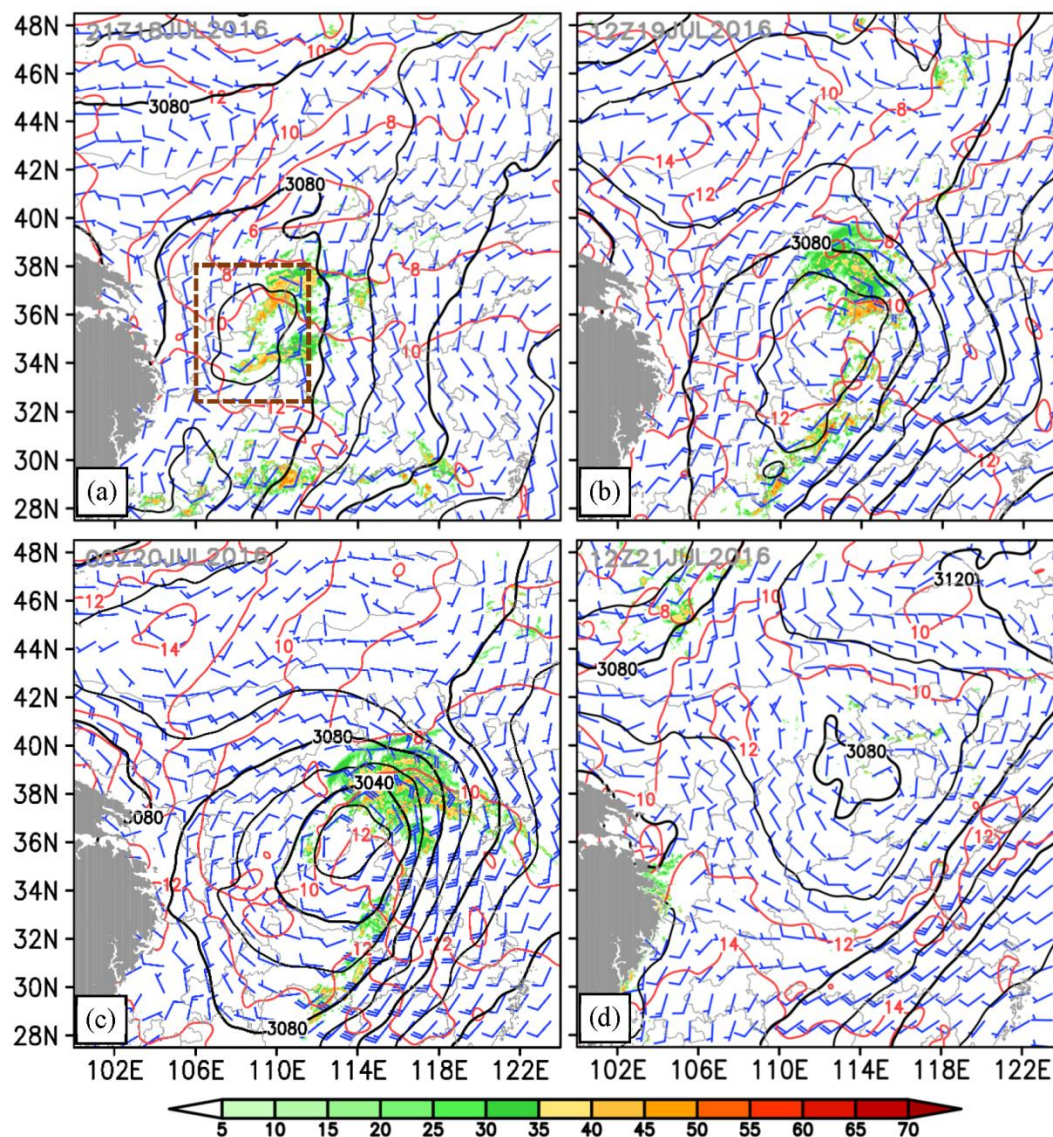


图 5.26 气旋不同发展阶段的 700 hPa 位势高度（黑实线，gpm）、温度（红实线， $^{\circ}\text{C}$ ）、风场和雷达回波（阴影，dBZ），灰色阴影为海拔 3000 m 以上区域。（a）气旋生成阶段，虚线方框为涡旋中心区域，（b）气旋发展阶段，（c）气旋成熟阶段，（d）气旋消亡前的最后时刻

Figure 5.26 Geopotential height (black solid line, gpm), temperature (red solid line, $^{\circ}\text{C}$), wind field, and reflectivity (shading, dBZ) at 700 hPa, where the grey shading is the terrain above 3000 m. Panel (a) shows the first time when the vortex appears, (b) shows the developing stage of the vortex, (c) shows the maturity time of the vortex, and (d) shows the last time before the vortex dissipates

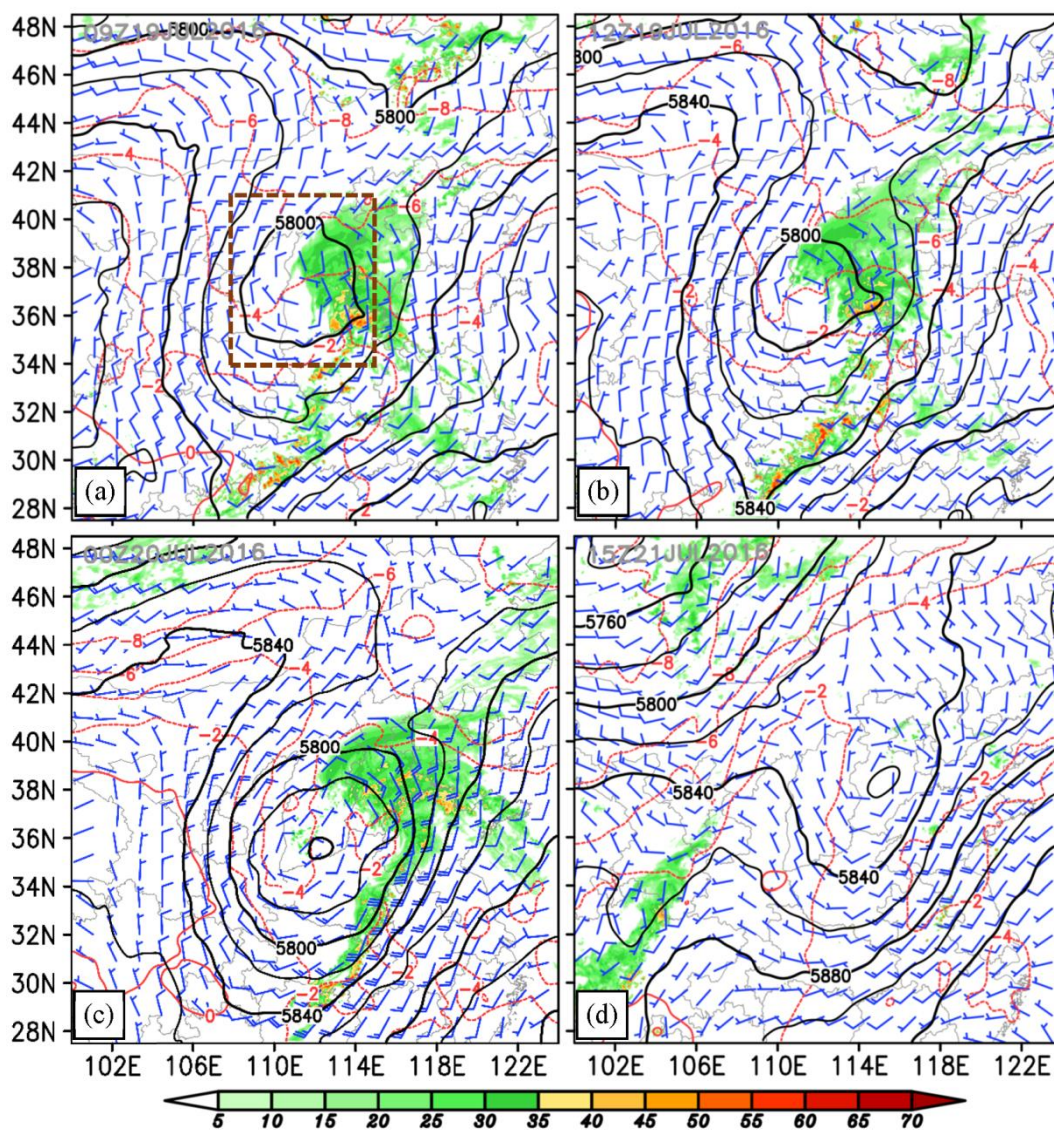


图 5.27 同图 5.26, 但为 500 hPa 气旋

Figure 5.27 Same as Fig. 5.26, but for 500 hPa vortices

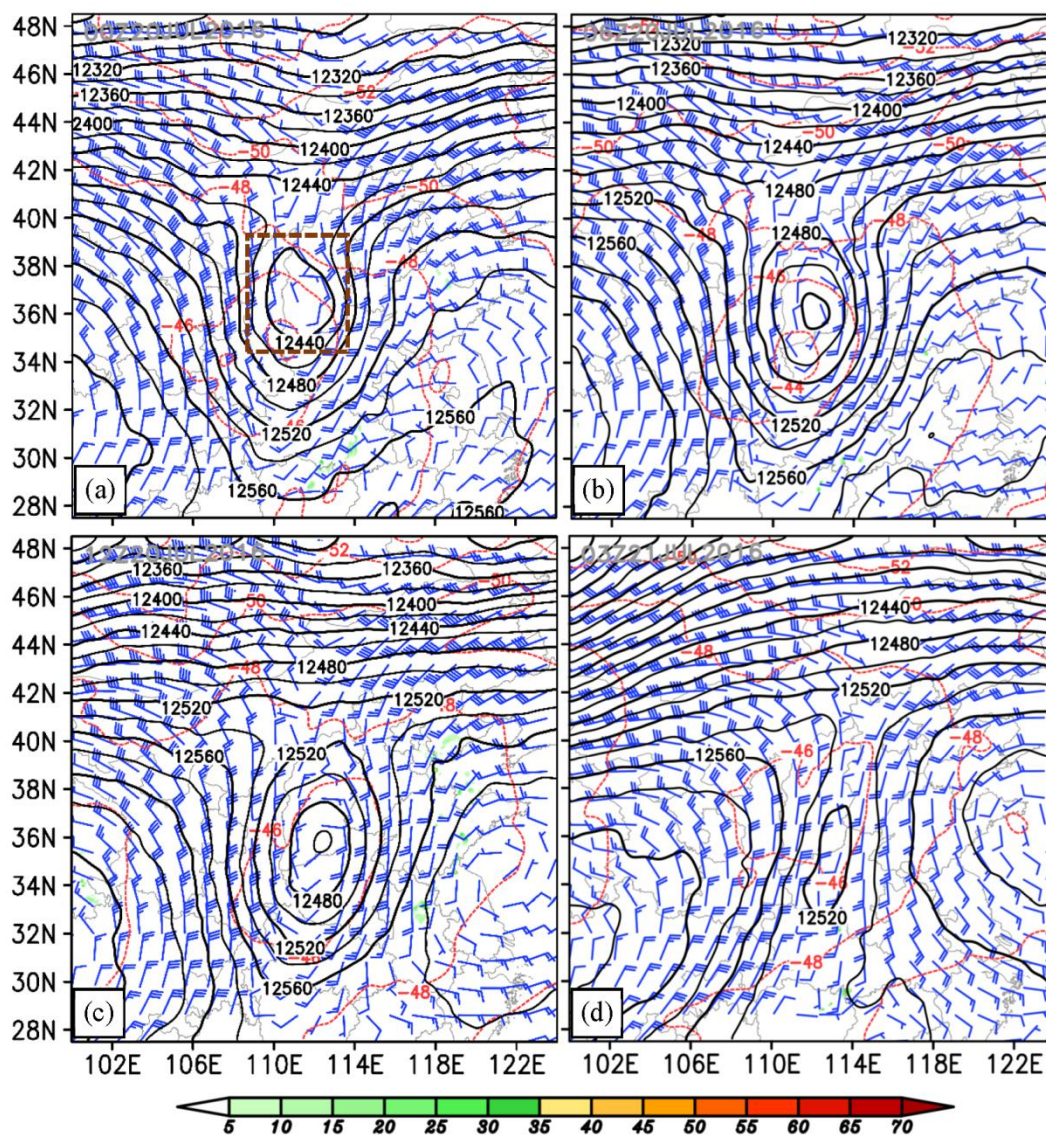


图 5.28 同图 5.26, 但为 200 hPa 气旋

Figure 5.28 Same as Fig.5.26, but for 200 hPa vortices

图 5.26~5.28 中给出了各个层次上涡旋的特征阶段, 即初生、发展、成熟和即将消亡时。根据初生时各个涡旋的特征, 选取了其中心区域的空气质点进行后向和前向追踪, 用于研究涡旋形成的主要特征和形成后主要的演变特征。所用模式仍然是粒子轨迹模式 HYSPLIT4, 基于的数据则是 WRF 模拟逐小时的输出。追踪质点的具体设置如图 5.26-5.28 中棕色虚线方框所示, 格点间距为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$, 对于 700 hPa 而言共包括 144 个质点, 500 hPa 为 225 个质点, 200 hPa 为 21 个质点。

总体而言, 不同气压高度层的空气质点轨迹显示了完全不同的特征 (图 5.29~5.31), 700 hPa 上涡旋的空气质点主要源于对流层低层, 然而涡旋西部和东

部的空气质点表现出显著不同的特征，涡旋西侧的空气质点主要源于比 700 hPa 更高的层次，而涡旋东部的空气质点主要源于比 700 hPa 更低的层次，甚至是地面，反映了对流过程。涡旋西部的空气质点在下沉过程中位温和水汽变化都不显著，主要为干绝热过程，而涡旋东部的空气质点在上升过程中位温升高，比湿下降，对应了降水过程。涡旋生成之后，构成涡旋的空气质点主要有两个出流方向：涡旋东北部的空气质点主要向上和向东出流，这是强对流的结果（也是雷达回波主要出现在气旋东部的原因），还有部分质点向南出流，主要源于涡旋西部，在此过程中，质点的高度和位温变化不大，湿度有所增加。此外，还有约 20% 的空气质点在涡旋的中心区域并未流出。500 hPa 涡旋空气质点主要源于对流层高层、中层和低层，其主要特征与 700 hPa 上的涡旋质点类似，即空气质点的轨迹显著地分为两部分（图 5.29a, c），气旋中心西部部分来自于更高的高度（部分源于对流层高层），而东部均可追踪至地面，其主要的出流方向也为向上、向东和近似水平的向南。除了部分涡旋西部的粒子经历了较强的位温降低过程外，空气质点在轨迹上经历的状态变化也与 700 hPa 上的粒子相似。上述分析表明，700 hPa 和 500 hPa 上涡旋的形成和之后的演变具有一定的相似性。

相比于 500 hPa 和 700 hPa 涡旋的形成，200 hPa 涡旋的形成和演变经历了完全不同的过程。由图 5.29~5.31 可知，除了涡旋南部的个别空气质点外，200 hPa 涡旋质点均来自于较高的层次（与位涡的结果对比可知他们主要来自于平流层），空气粒子经历的向东之后再向南的弯曲路径表明，他们与对流层高层的浅槽活动紧密相关。这些空气质点水汽含量很低，在形成涡旋的过程中位温和湿度变化较小，主要为绝热过程，因此雷达回波在 200 hPa 很弱。形成涡旋后，向北和向东是主要的出流方向，空气粒子在高度上的变化较小，位温和水汽变化都较小，显示主要是绝热过程。

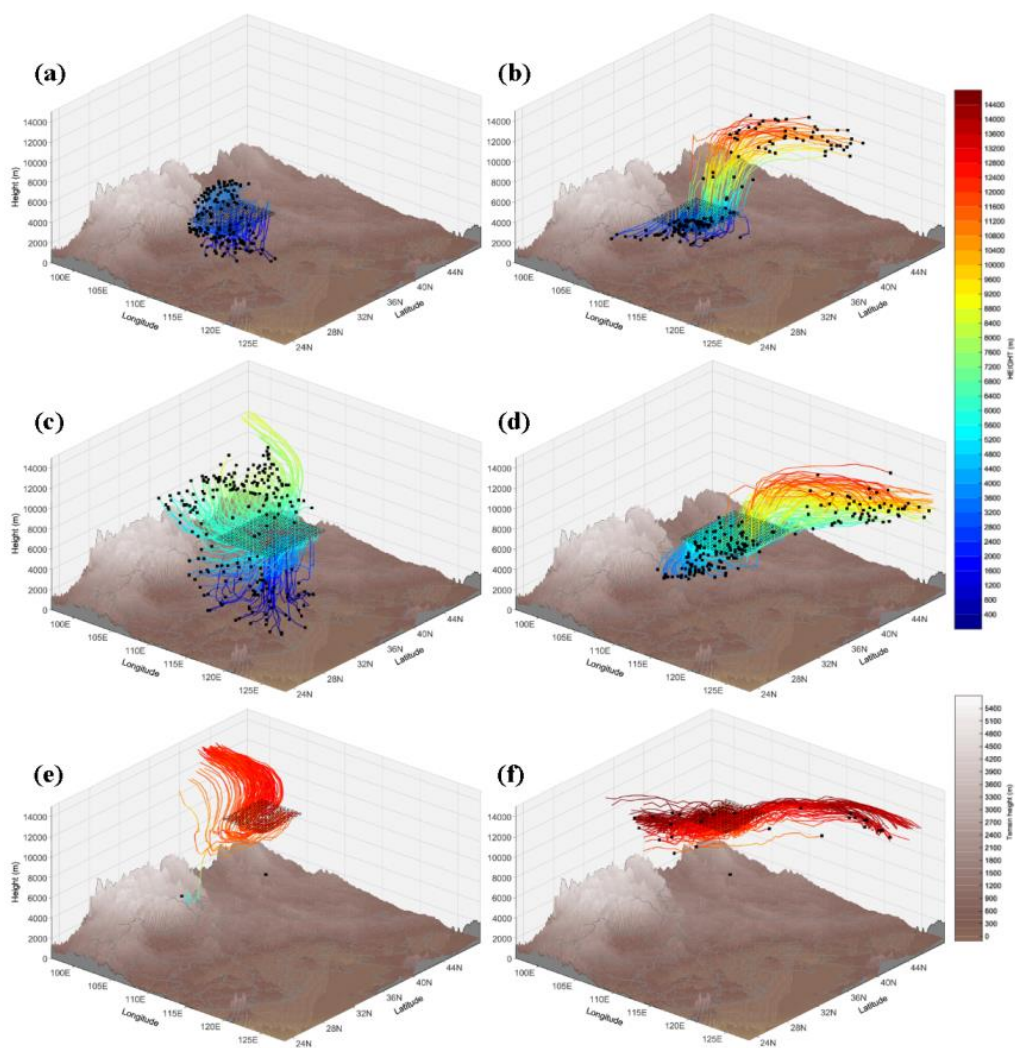


图 5.29 不同气压层的涡旋及周围空气质点的前后向轨迹和地形分布，空心圆和实心方框分别表示轨迹开始和终止的位置。(a) 从 $t = 9 \text{ h}$ 至 0 h 的 700 hPa 后向轨迹，(b) 从 $t = 9 \text{ h}$ 至 $t = 84 \text{ h}$ 的 700 hPa 前向轨迹，(c) 从 $t = 21 \text{ h}$ 至 $t = 0 \text{ h}$ 的 500 hPa 后向轨迹，(d) 从 $t = 21 \text{ h}$ 至 $t = 84 \text{ h}$ 的 500 hPa 前向轨迹，(e) 从 $t = 36 \text{ h}$ 至 $t = 0$ 的 200 hPa 后向轨迹，(f) 从 $t = 36 \text{ h}$ 至 $t = 84 \text{ h}$ 的 200 hPa 前向轨迹

Figure 5.29 Variation of backward and forward trajectories of the air particles around/within the central region of the vortex at different pressure levels. The open circles and the shading rectangles show the initial and ending locations of the particles. (a) 700 hPa backward trajectories from $t = 9 \text{ h}$ to $t = 0 \text{ h}$, (b) 700 hPa forward trajectories from $t = 9 \text{ h}$ to $t = 84 \text{ h}$, (c) 500 hPa backward trajectories from $t = 21 \text{ h}$ to $t = 0 \text{ h}$, (d) 500 hPa forward trajectories from $t = 21 \text{ h}$ to $t = 84 \text{ h}$, (e) 200 hPa backward trajectories from $t = 36 \text{ h}$ to $t = 0 \text{ h}$, (f) 200 hPa forward trajectories from $t = 36 \text{ h}$ to $t = 84 \text{ h}$

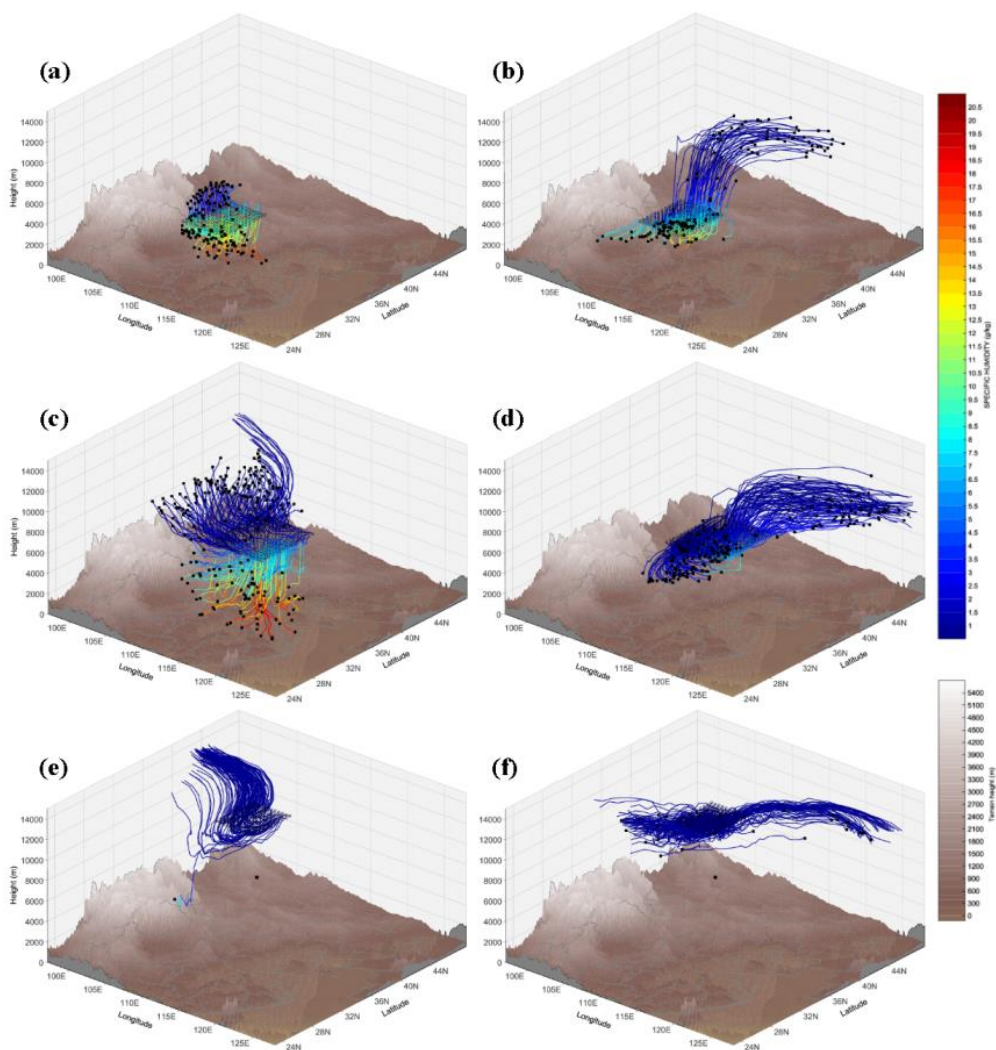


图 5.30 同图 5.29，为比湿 (g kg^{-1})

Figure 5.30 Same as Fig.5.29, but for specific humidity (g kg^{-1})

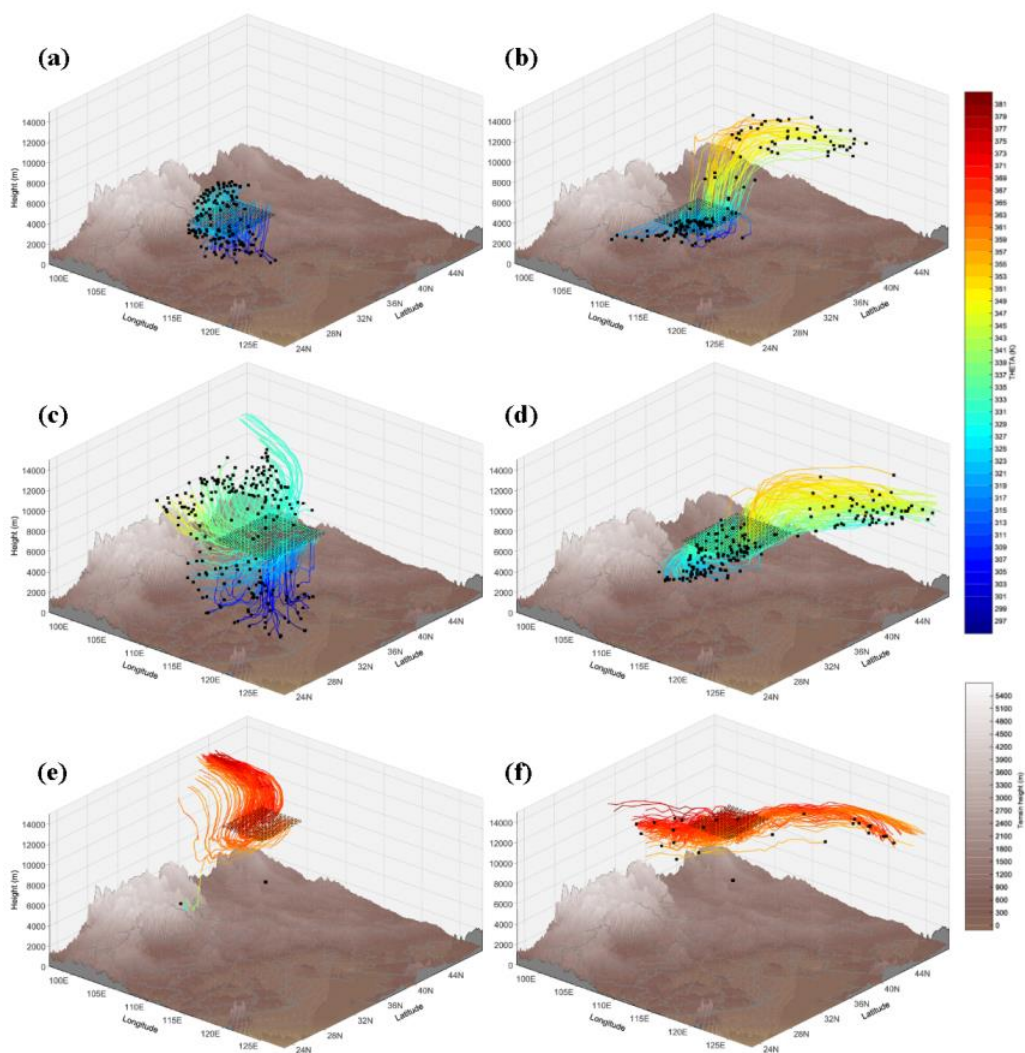


图 5.31 同图 5.29，为位温 (K)

Figure 5.31 Same as Fig.5.29, but for potential temperature (K)

5.3.6 涡旋成熟阶段的流场和降水分布概念模型

基于涡旋发展过程和成熟阶段三维结构的理解，给出了涡旋成熟阶段的流场结构示意图（图 5.32）。深厚的涡旋从低层贯穿至高空 200 hPa，但上升和下沉气流主要在 10000 m 以下。涡旋左侧主要是源自高空的干冷下沉气流，不利于降水的出现，右侧源自地面的暖湿上升气流为持续性降水的出现提供了源源不断的水汽输送，从而维持了降水的长时间存在。由于高空气旋干冷的特性，气旋右侧相对湿度大值区主要集中在 450 hPa 以下，加之弱的环境热力条件（第 4 章），从而仅使得很少的对流云能够伸展至 200 hPa 的对流层高度。

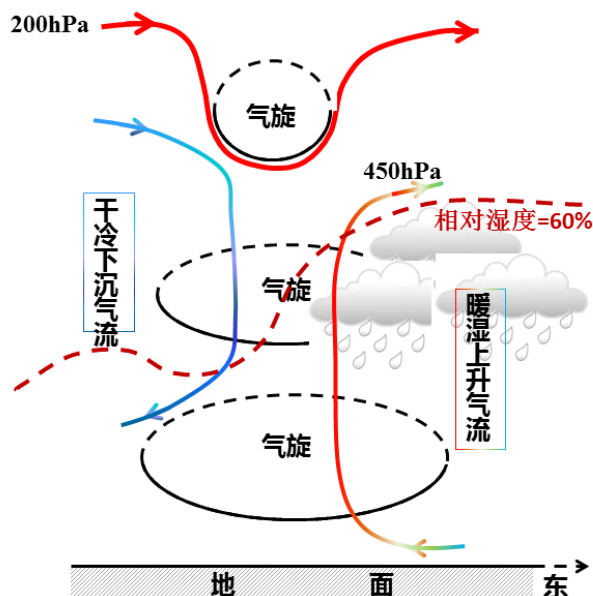


图 5.32 成熟涡旋的流场结构及对降水分布影响示意图

Figure 5.32 Flow structures of matured vortex and its effect on precipitation

5.4 本章小结

本章基于高分辨率 WRF 模式，对华南 2016 年“4.17”飊线对流过程发展旺盛阶段的三维结构和 2016 年“7.20”气旋暴雨的气旋成因进行了研究。

2016 年“4.17”飊线发展旺盛阶段的环流与经典飊线环流主要特征基本一致。构成飊线的几支入流气流中，最主要的两支气流分别来自中南半岛和中国南海，其中中南半岛的气流主要来源于 2000 m 以上高度，而来自中国南海的气流主要是在近地层附近，它是主要的水汽来源。另外还有两支较弱的入流气流，一股来自飊线以北地区，另一股也来自西南气流，但在进入飊线对流区之前出现了西南风向西北风的转向，这是其区别于来自中南半岛的西南气流的主要特征。源于来自中南半岛的西南气流在进入飊线系统之前湿度和位温变化不大，主要表现为绝热过程的特征，其与源自中国南海的暖湿气流进入对流系统后，对流层中下层相互作用，使得水汽快速凝结，从而形成的地面上的强降水。这一凝结过程中要发生在 3000~5000 m 高度，对流层低层垂直向下的出流气流与强降水拖曳有很大关系。相比于入流，飊线的出流气流以东北向的高空干冷出流为主，但在对流系统前侧近地层也存在一股较弱的偏南干冷气流出流，源自对流层中层，并倾斜向下到达地面，与飊线前部大风的形成有关。

2016 年“7.20”特大暴雨主要是由长时间维持的深厚涡旋系统造成。深厚的涡旋系统是由对流层高、中、低三个层次上各自相对独立发展的涡旋垂直耦合而形

成的。其中对流层低层的涡旋率先形成，之后是对流层中层的涡旋形成，经过一段时间演变后，这两个涡旋实现垂直耦合，其后，对流层高层的涡旋形成，并在短时间内与对流层中低层已经耦合的涡旋再次耦合，形成上下贯通的由 950 hPa 伸展到 200 hPa 的深厚涡旋系统。然而，这个深厚的涡旋系统中的对流系统的发展并不深厚，一般只能伸展到对流层中层，这与“4.17”过程显著不同。不同高度上涡旋中心的粒子轨迹清晰解释了涡旋气流的温湿特征，500 hPa 涡旋及以下高度上，涡旋西侧来自高空的干冷下沉气流和右侧源自低层的暖湿上升气流是降水主要出现在涡旋右侧的原因。

第 6 章 短时强降水的潜势预报方法

6.1 引言

短时强降水常由对流系统造成，因此其预报非常困难。短临预报的时效可以借助于遥感技术解决 (Wilson 等, 1998)，快速同化的高分辨率数值预报系统也可以帮助解决短临预报方面的问题，但即使数值模式对天气形势的预报非常准确，往往也难以给出足够准确的短时强降水预报，这是由产生短时强降水的环境条件的多样性和复杂性决定的 (第 4 章)。虽然目前仍然面临着非常大的挑战 (Sun 等, 2014)，但是，基于数值预报产品的理解和应用基础的潜势预报也是有效途径之一。

基于前述章节的研究结果，即短时强降水环境表征物理量的统计特征及其在具体短时强降水过程中的应用表现，本章介绍新发展的短时强降水客观预报方法。由于这一方法是基于对表征对流水汽、热力和动力抬升物理量的选择，是通过有利于短时强降水的环境的识别和判断，因而可以称为环境识别方法，但其根本思想源自配料方法 (Doswell 等, 1996)，因此也可称为配料预报方法。考虑利于短时强降水的环境条件的多样性和不确定性，预报结果以概率的形式给出。

6.2 潜势预报方法介绍

6.2.1 预测因子

足够多的水汽含量、空气的上升运动和快速抬升是产生高降雨率的重要条件 (Doswell 等, 1986)。根据物理量的表征意义，将物理量归类于水汽含量、不稳定条件、触发机制、垂直风切变等几类，详细介绍可参加第 3 章。基于前面几章的研究结果，最终选用以下指标：表征水汽特征的整层大气可降水量 (PWAT)、850 hPa (RH850) 和 500 hPa (RH500) 相对湿度，表征层结条件的最有利抬升指数 (BLI)、K 指数和 850 hPa 温度，表征动力抬升条件的 850 hPa 散度 (DIV850) 来构建预报系统，物理量的描述见表 6.1。

PWAT 理论上决定了瞬间可能产生的地面降水的最大值。Trenberth (1999) 研究显示，对于热带以外的地区，降水中平均 70% 的水汽已经存在于风暴形成时的大气中。低层辐合抬升动力作用是强对流触发发展的必要条件。BLI 和 K 指数均表征我国东部短时强降水的环境不稳定条件。当风暴形成以后，更强的不稳定

条件会产生更强的上升运动，而较强的上升运动是高强度短时强降水的必要条件。相对湿度表征大气的饱和程度，超过四分之三的降水出现在相对湿度大于80%的环境中（第3章）。从地面到高空均饱和的空气有利于强降雨的出现，尤其是短时强降水。然而，尽管大尺度环境的垂直风切变和对流有效位能（CAPE）对对流风暴（Weisman and Klemp, 1982）以及热带气旋中的对流活动（Corbosiero 等, 2002）非常重要，但他们对小时雨强的指示意义并不显著（第3章）。此外，在满足表 6.2 中物理量阈值的阈值是出现短时强降水所必须满足的前提条件。

表 6.1 强降水潜势预报选用物理量列表

Table 6.1 List of chosen parameters for potential of short-duration heavy rainfall

简称	描述	参考文献
PWAT	整层大气可降水量	
BLI	最不稳定层抬升指数	Galway(1956)
DIV ₈₅₀	850-hPa 散度	
K	K 指数, $K = (T_{850} - T_{500}) + T_{850} - (T_{700} - T_{700})$, 式中 T 和 T_d 分别表示温度和露点温度(°C), 右下角数字为气压层	George(1960)
RH	相对湿度	

表 6.2 短时强降水选用物理量的阈值

Table 6.2 Thresholds of parameters for short-duration heavy rainfall

简写	PWAT	RH ₈₅₀	BLI	K	DIV ₈₅₀	T ₈₅₀
单位	mm	%	°C	°C	10 ⁻⁵ s ⁻¹	°C
阈值	≥25	≥70	≤1.0	≥30.0	≤0.0	≥13

6.2.2 潜势预报方法

基于 6.2.1 给出的表征环境水汽、不稳定和触发抬升条件的物理量，首先进行的处理如下：

1) 将物理量分组。根据物理量的表征意义，将 PWAT, BLI, K, DIV850, RH850 和 RH500 分成不同的组，除 RH850 和 RH500 分成一组外，其他每个物理量单独分成一组（图 6.1）。

2) 针对每个物理量按照强度分段。对于分组后的物理量，每个组根据图一中的阈值分为弱、弱到中等、中等、中等到强、强五级，并分别用不同的特征值表征相应的等级。

经过以上两步处理后，首先对物理量阈值进行检查，如果不满足表 6.2 所给物理量的阈值，则出现短时强降水的可能性为 0，否则，继续执行下一步。对所

有的物理量根据分段线性化特征值进行处理之后，即可得到短时强降水的概率。这一方法可以认为是基于环境特征的短时强降水识别，即判断环境是否满足出现短时强降水的条件，以及满足的程度。

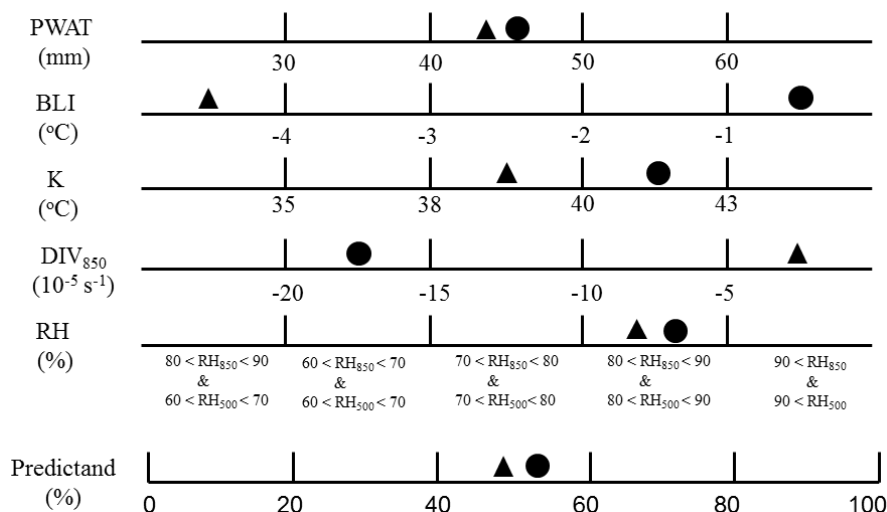


图 6.1 短时强降水客观概率预报示意图。线条下的值为等级划分阈值，左侧物理量下方括号中为对应的单位，●和▲分别表示两种不同环境条件下的物理量配置

Figure 6.1 Schematic diagram on the construction of probability SHR forecasts. The values for the parameters are the thresholds for the grades division. The symbols in the brackets are the corresponding units. The ● and ▲ denote two sample distributions of parameters under different environmental conditions

这一方法可以充分考虑产生短时强降水的环境条件的多样性，即具有中等水汽含量和弱不稳定层结的气块（图 6.1 中实心圆），较强的抬升时短时强降水的可能性才会高，而在具有中等水汽含量和层结非常不稳定的条件下（图 6.1 中三角），弱的抬升条件即可能产生短时强降水。暖季冷锋锋面上的短时强降水和冷锋前部暖区的短时强降水既是两种环境条件配置的例证。所给出的概率预报是短时强降水潜势的大小。

6.3 预报和检验的资料和方法

6.3.1 预报资料

本文使用 NCEP GFS (Environmental Modeling Center, 2003) 1°×1° 空间分辨率模式预报场，因此基于该资料的短时强降水客观预报产品也具有 1°×1° 的空间分辨率。NCEP GFS 预报场的原始时间分辨率为 3 小时，由于短时强降水的业务预

报时间覆盖长度为 12 小时，为了和业务预报结果进行对比，将 12 小时内 5 次 3 小时间隔的预报产品进行对比，取同一格点的最大概率值作为 12 小时时间间隔短时强降水预报产品的概率。与业务预报对比时所使用的短时强降水潜势预报资料为 2016~2017 年 5 月 1 日~8 月 31 日 20 时起报的 96 小时内的 8 次 12 小时间隔短时强降水客观概率预报，双线性插值得到站点的短时强降水预报概率值。

6.3.2 观测资料

本文的检验主要针对东部海拔 1000 米以下的国家测站（图 6.2a），而自动站（图 6.2b）观测信息则主要在个例分析和基于点对面处理的检验中使用，相关的介绍也可参见 3.2 节。

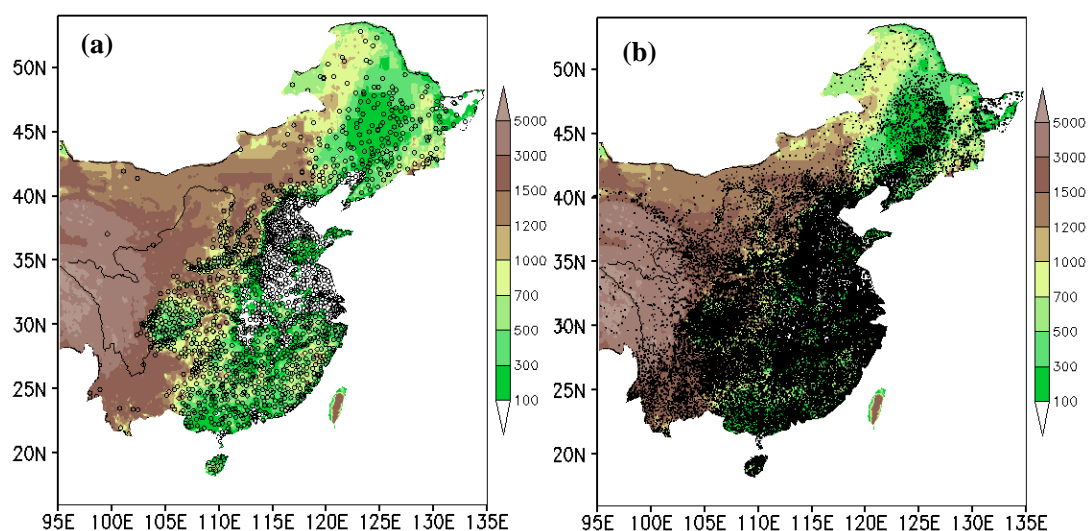


图 6.2 国家测站 (a) 和自动雨量站 (b) 的分布，阴影为地形 (m)

Figure 6.2 Distribution of (a) the national observatory stations used for the verification and (b) the automatic rain gauge stations, shaded is the topography (m)

6.3.3 检验方法

对于 12 小时间隔的短时强降水实况和预报资料，首先采用业务中使用的点对面处理对两种来源的观测资料进行处理。点对面处理的具体流程如下，对于每个国家级测站，检索其周围 40 km 内的自动站，除非国家测站自身以及 40km 内的自动站观测均未观测到短时强降水，否则判定国家测站出现了短时强降水。由于处理的过程中考虑了一定范围内的观测信息，根据 Gilleland 等 (2009)，这种点对面处理同样也是一种邻近处理，相对于国家测站，经过这种处理，得到短时强降水的个例数量将会显著增加，从而对预报检验结果产生影响。

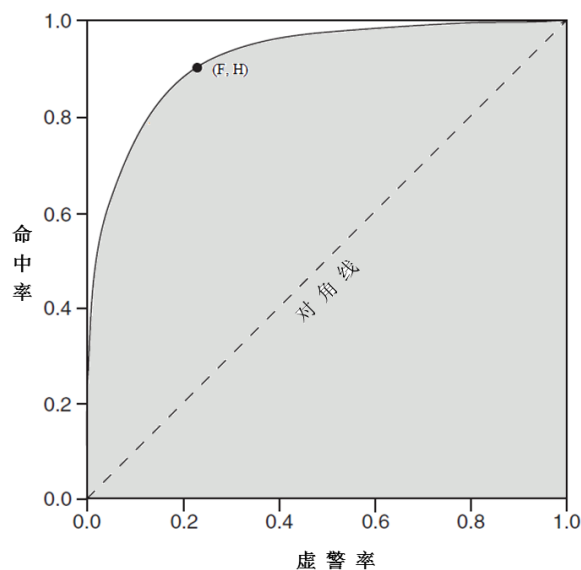


图 6.3 相对操作特征曲线 (ROC) 示意图, 虚线为对角线, 带黑点的实线即为操作特征曲线, 灰色区域即为 ROC 面积

Figure 6.3 The schematic diagram for the value of Relative Operating Characteristic (ROC).
The gray area indicates the ROC area

对于点对点处理后的实况和预报资料, 采用相对操作特征 (ROC, Relative Operating Characteristic) 曲线 (Mason, 1982), Brier Skill Score (BSS) 和可靠性图表 (Hsu and Murphy, 1986) 对结果进行检验。ROC 曲线衡量的是区分发生与否的能力。将 0% 到 100% 按 5% 间隔进行划分, 分别计算相应的命中次数 (hits)、漏报次数 (misses)、虚警次数 (false alarms) 和预报不出现正确 (correct negatives) 的次数, 对于连续的概率, 将命中率 (HR, hit rate) 和虚警率 (FAR, false alarm rate) 画在一张图上, 即得到相对操作特征曲线 (图 6.3 中曲线), 其中 $HR = \text{hits} / (\text{hits} + \text{misses})$, $FAR = \text{false alarms} / (\text{false alarms} + \text{correct negatives})$ 。操作特征曲线与 x 轴等围成的区域的面积既是 ROC 面积 (图 6.3), 用于概括性描述预报产品的分辨率。ROC 面积通过梯形分解近似得到 (Wandishin 等, 2001), 取值范围在 0.0 和 1.0 之间, 1.0 表示预报完全正确, 0.7 认为是预报可靠的下限, 大于 0.8 表示是好的概率预报产品 (Buizza 等, 1999)。同样将概率预报产品以 5% 间隔, 划分为 <5%, 5%~10%, 10%~15% 等等, 分别计算给定阈值范围内的预报概率和实况观测相对频率, 将二者描绘在一张图上, 即可得到可靠性图表。同样, 基于点对点处理后的观测资料对短时强降水客观预报资料进行检验, 并与业务产品进行对比。采用美国 SPC 业务分类检验的 TS 指数 (T) (Wilks, 2011), T 在 0.0 和

1.0 之间取值, 1.0 表示预报完全正确。对于短时强降水概率预报产品, 与 ROC 曲线的计算类似, 对于给定的 5% 间隔的概率, 计算 T, 从而得到 T 随概率的变化, 并与业务评分对比。

6.4 典型个例分析

本节给出了预报方法在近几年三次短时强降水过程的中表现, 三次短时强降水过程的环境背景条件不同, 第一个个例是 2012 年“7.21”过程, 发生在盛夏的华北 (Sun 等, 2013, Zhang 等, 2015, Yu 和 Meng, 2016), 第二个个例是 2015 年 8 月 8 日登陆台风苏迪洛, 出现在高湿、强抬升和弱不稳定环境条件下, 这两次过程中都出现了大范围的短时强降水。第三个个例发生在 2015 年 4 月 28 日, 主要影响长江下游的江苏省, 过程中出现了 96.0 mm 的小时最大降水以及冰雹和雷暴大风。

6.4.1 华北盛夏个例-2012 年 7 月 21 日

本次过程中很多自动站都记录到了超过 50.0 mm 的小时降水 (第四章), 过程中的极端小时降水达 100.3 mm。

东移的 500 hPa 高空槽及其伴随的地面低涡是主要的影响系统, 这种系统非常有利于华北盛夏出现暴雨。数值模式 2012 年 7 月 19 日 20 时的预报中, 21 日 19-23 时仅在北京预报了大雨的中心 (图 6.3a), 最大降水超过了 50.0 mm 但小于 80.0 mm。而霞云岭站 18-19 时的一小时降水即达 90.0 mm h^{-1} , 表明模式 6 小时降水累积有严重低估。模式预报的另外两个降水中心位于西南部, 但累积降水均在 25.0 mm 以下。

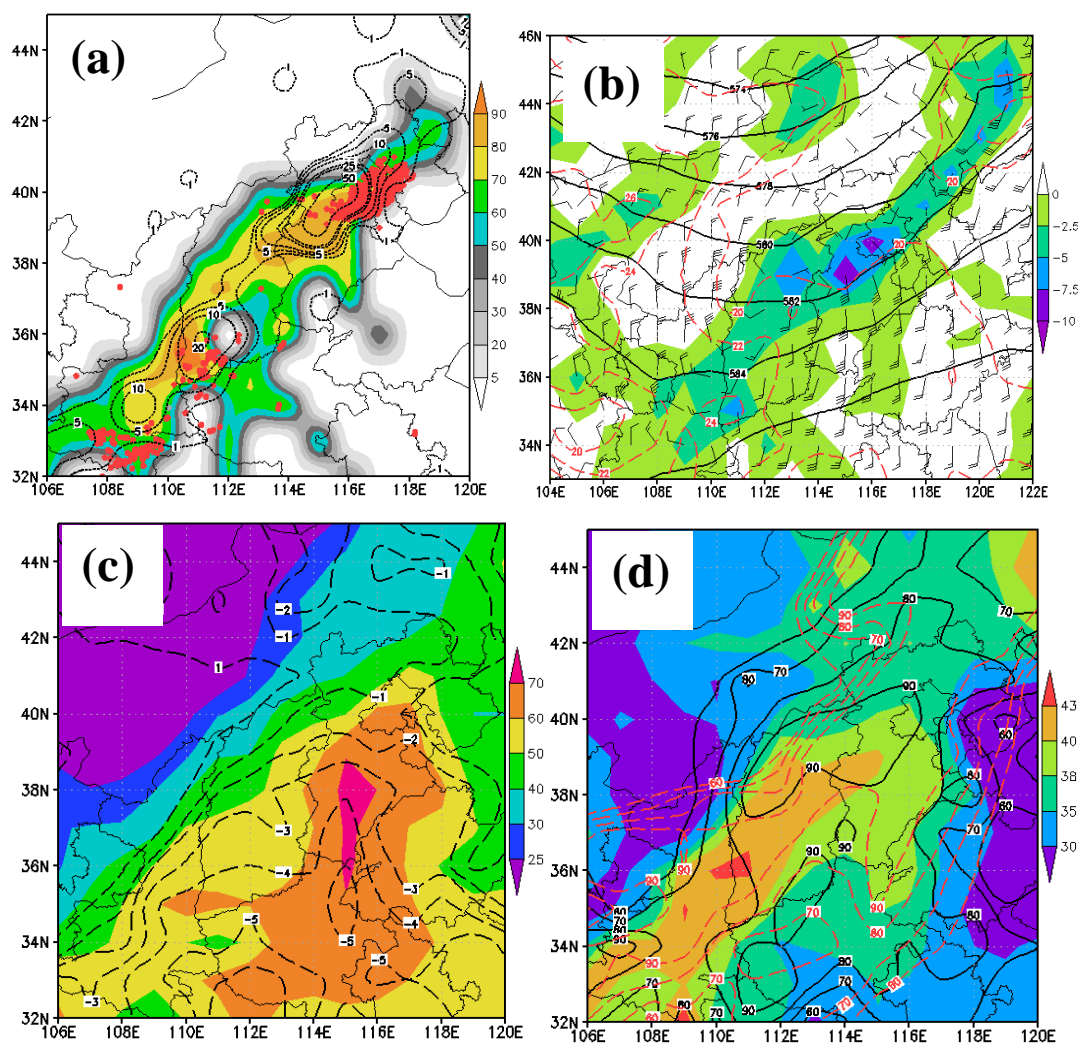


图 6.4 基于 2012 年 7 月 21 日 20 时的 NCEP GFS 预报场做出的 48 小时短时强降水落区、天气形势和指数预报。(a) 短时强降水概率 (阴影), 短时强降水实况 (红点) 和 NCEP-GFS 提供的 7 月 21 日 17-23 时降水落区 (虚线), (b) 850 hPa 散度 (10^{-5} s^{-1} , 阴影), 风场 (风向杆, 全杆为 4 m s^{-1} , 半杆为 2 m s^{-1} , 小旗子表示 20 m s^{-1}), 温度 (红虚线, 间隔 2°C) 和 500 hPa 等高线 (黑实线, 2 dam 间隔), (c) PWAT (阴影) 和 BLI ($^\circ\text{C}$, 黑色虚线, 间隔 1°C), (d) K 指数 (阴影) 以及 850 hPa (黑实线) 和 500 hPa (红色虚线) 相对湿度超过 60% 的区域

Figure 6.4 The 48-h SHR probability forecast, synoptic pattern and index valid at 20 BST 21 July 2012 using NCEP GFS forecasting. (a) The SHR probability forecast (color shaded) overlaid with the 6-h SHR observation (red dots) and the forecasted 6-h precipitation between 17 and 23 BST 21 July 2012 (dashed lines). (b) The 850-hPa divergence (10^{-5} s^{-1} , shaded for negative as in legend at right), wind field (full bar represent 4 m s^{-1} , half bar represent 2 m s^{-1} , while a flag represents 20 m s^{-1}), temperature (red dashed, contour interval 2°C), and the 500 hPa isobars (solid black, contour interval 2 dam), (c) The PWAT (shaded as in legend at right) and the BLI (dashed, contour interval 1°C), (d) K (shaded above 30 as in legend at right) with relative humidity of 850-hPa (black solid, contour interval 10%) and 500-hPa (red dashed, contour interval 10%) not less than

60%

2012年7月21日20时的NCEP GFS 48小时形势预报显示,低层850 hPa温度高于 20°C ,温度较高,使得大气可以容纳充足的水汽。850 hPa切变线前部有偏南急流,最大850 hPa风速约为 14.0 m s^{-1} ,850 hPa切变线前部将是预报员重点关注的区域。850 hPa散度最小值为 $-10.0\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$,但仅出现在北京附近的一个点上(图6.4b)。大部分关注区域的850 hPa散度在 $0.0\sim -10.0\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ 之间。通过对比图1可知,对北京及其周边地区而言,850 hPa散度属于弱到中等强度,但其它地区属于偏弱。7月21日20时的48小时PWAT自西南向华北和东北呈湿舌状(图6.4c),并伸展至北京地区,较大范围的PWAT在50 mm以上,预报的最大PWAT超过70 mm,表明水汽含量非常充足。北京地区的PWAT约为60 mm,水汽条件较强。BLI的分布形态与PWAT较为类似,具有高PWAT的地区同时具备低的BLI。然而,K指数的分布与BLI却显著不同(图6.3c,6.4d),尽管K指数最大值超过了 43°C ,但不同地区的K指数变化较大。北京地区的K指数在 $35\sim 40$ 之间,只能属于中等强度的不稳定。北京及其周边的850 hPa和500 hPa相对湿度均在70%以上。

在这种环境配置下,预报的短时强降水落区呈带状分布,与模式预报6小时累积降水的分布类似(图6.3a)。预报有两个高概率区,一个位于北京,另一个位于山西南部,但两者均于模式预报6小时降水的大值中心相一致。几乎所有的短时强降水实况均出现在预报落区内。

6.4.2 华南春季个例--2011年4月17日

2011年4月17日的华南地区的一次强对流过程是典型的春季强对流过程,短时强降水伴有阵性强雷暴大风,造成18人死亡和100多人受伤(Zhang等,2012)。图6a显示,几乎所有的短时强降水均落在预报区域内。

图6b显示,来自北方的冷空气与来自西南方向的暖湿气流的辐合是主要的触发系统。与前两次过程相比,850 hPa散度小值区沿着850 hPa切变线分布,然而,850 hPa散度最小值仅约为 $-2.5\times 10^{-5}\text{ s}^{-1}$,属于偏弱等级,而表征水汽条件的TPW在 $40\sim 60\text{ mm}$,属于弱以及中等中等偏强(图6c),TPW大值区的MuLI小于 -4°C ,表明不稳定条件偏强,而用K指数表征(图6d),则大部分地区的K指数在 $35\sim 40^{\circ}\text{C}$,表明不稳定条件属于弱到中等。对于K指数超过 35°C 的区域,850 hPa最大相对湿度超过70%,500 hPa相对湿度大值区较小。最终的预报

结果显示(图 6a), 短时强降水均出现在预报落区内, 最高概率超过了 80%。NCEP GFS 08~14 时的 6 小时降水预报在广东中南部有一 10 mm 的降水中心, 而短时强降水高概率区的预报与超过 10 mm 的降水中心重合, 表明该产品在可以很好地弥补模式定量降水预报 (QPF) 的低估的同时, 提供了更多关于雨强的信息。

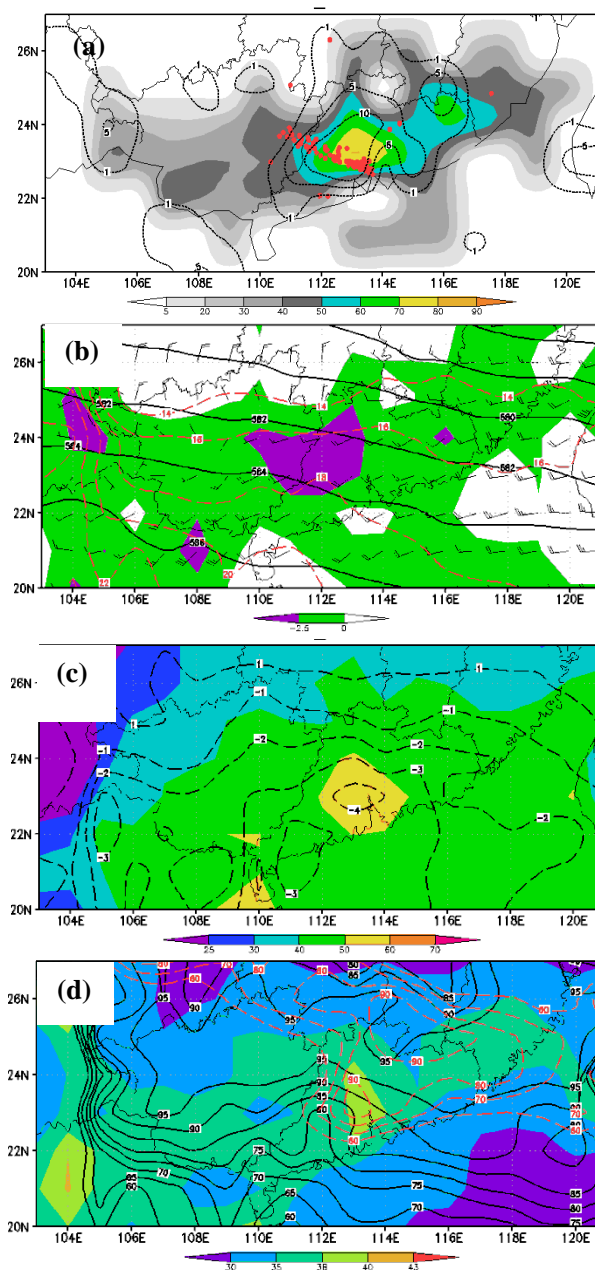


图 6.5 同图 6.4, 为 2011 年 4 月 11 时的 27 小时预报

Figure 6.5 Same as Fig.6.4 but for the 27-h forecasts at 11 BST 17 April 2011

6.4.3 黄淮春季个例-2015 年 4 月 28 日

春季的短时强降水也是最难预报的天气现象之一。2015 年 4 月 28 日的短时

强降水是典型的春季短时强降水过程。

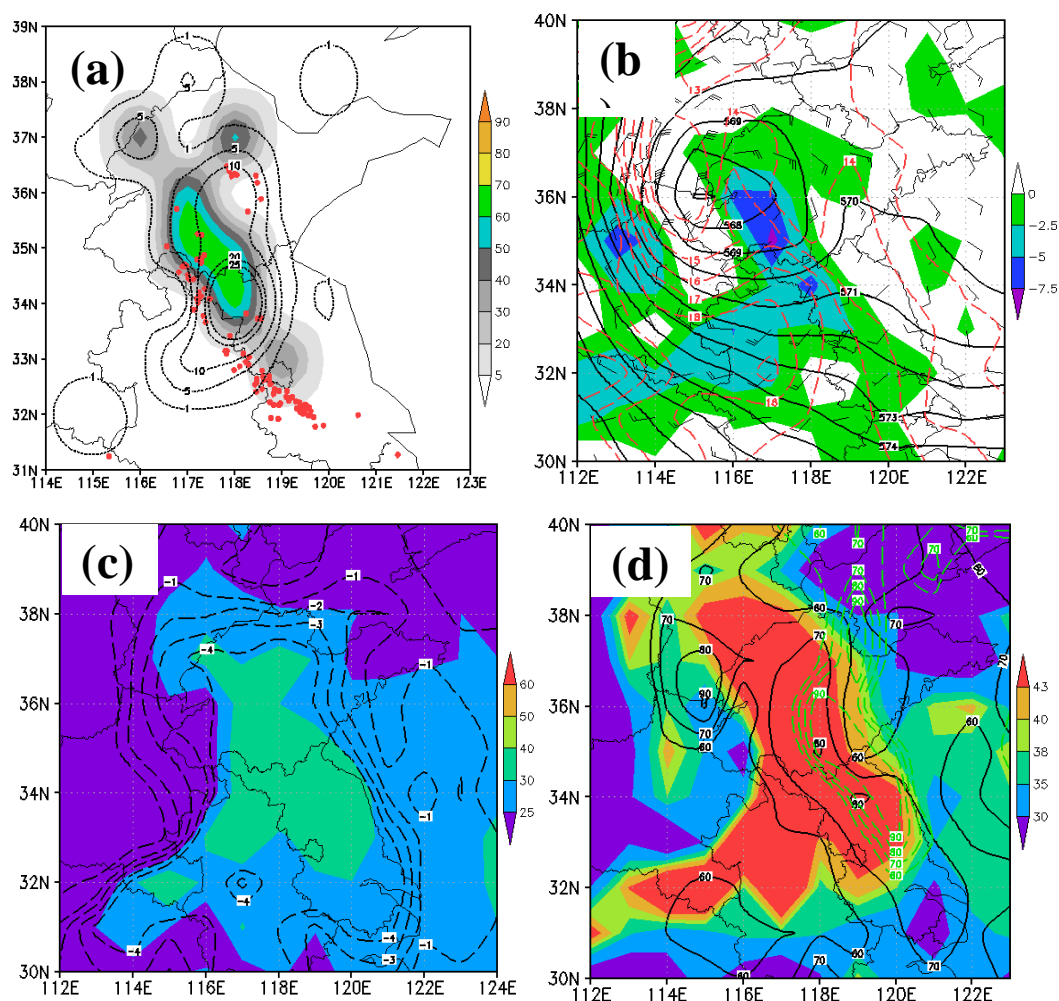


图 6.6 同图 6.4，为 2015 年 4 月 28 日 17 时的 45 小时预报

Figure 6.6 Same as Fig.6.4, but for 45-h forecasts at 17 BST 28 April 2015

预报结果（图 6.6a）显示，尽管一些短时强降水落在预报区域内，但仍有大量的短时强降水落在预报区域外。这次过程中，中国东部的冷性低涡是主要的天气尺度影响系统（图 6.6b）。与前两次过程相比，45 小时的 850 hPa 温度预报显示，图中范围的北部和西北部的温度均低于 13°C ，不满足温度阈值。850 hPa 散度小值区沿着 850 hPa 切变线分布，切变线是对流天气的主要触发系统。然而，850 hPa 散度最小值仅约为 $-7.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，属于弱到中等强度，而表征水汽条件的 PWAT 在 25~40 mm，属于弱以及弱到中等强度（图 6.6c），但切变线前部的 BLI 小于 -4°C ，用 K 指数表征的则大部分地区的 K 指数超过了 43°C ，表明不稳定条件强。对于 K 指数超过 30°C 的区域，850 hPa 最大相对湿度小于 80%，500 hPa 相对湿度大于 70% 的区域较小，这是典型的利于雷暴大风的层结结构。尽管如此，

使用表 6.2 中的相对湿度对区域进行控制，大部分区域可判定为不利于短时强降水。出现短时强降水的区域的形态与预报很类似，但存在空间上的偏差。

春季强对流的预报一直是预报中的难题，要解决春季短时强降水的预报问题，需要通过对春季短时强降水个例进一步分析和研究，以及预报经验的积累，在参数的选择和阈值上要区别于夏季的短时强降水预报。

6.5 长期预报结果检验

6.5.1 2013 年暖季概率预报效果检验

6.4 部分中将发展的潜势预报方法针对几类个例开展了预报试验，但个例的预报结果不能充分说明方法的可靠性。因此，本节针对 2013 年暖季 5 月 1 日至 9 月 30 日开展实验，并进行系统性检验。

这里，首先使用 ROC 面积对预报结果进行了检验，并讨论了搜索半径和预报时效对检验结果的影响（图 6.7a）。关于搜索半径对检验结果的影响，3.3.1 部分也有介绍。随着预报时效从 00~12 时延长至 84~96 小时，ROC 面积单调减小，同时，随着检验搜索半径从 40 km 增大至 240 km，对于同一个预报时效，ROC 面积也逐渐减小。对于 00~12 小时时效的预报，当搜索半径为 220 km 时 ROC 面积显示预报效果最好，搜索半径的增大对 ROC 面积的影响小于预报时效的延长。

显然，ROC 面积随预报时效的延长不断减小是大气可预报性的影响。对于给出的搜索半径，搜索半径越小 ROC 面积越大，主要是受预报无实况无数量的影响，而这一部分占了总样本的很大一部分。对于点对点处理而言，短时强降水的总数量将受到影响，但预报场不受影响，结果导致了命中次数和漏报次数的增加，而虚警和预报无正确次数均减少，并最终导致了虚警率 FAR 的增大和命中率 HR 的减少。由此造成 ROC 图上的点向左下角聚集，从而使得 ROC 面积随着搜索半径的增大而减小。无论如何，大的 ROC 面积表明概率预报可以帮助从不易出现短时强降水的区域中区分利于短时强降水的区域。

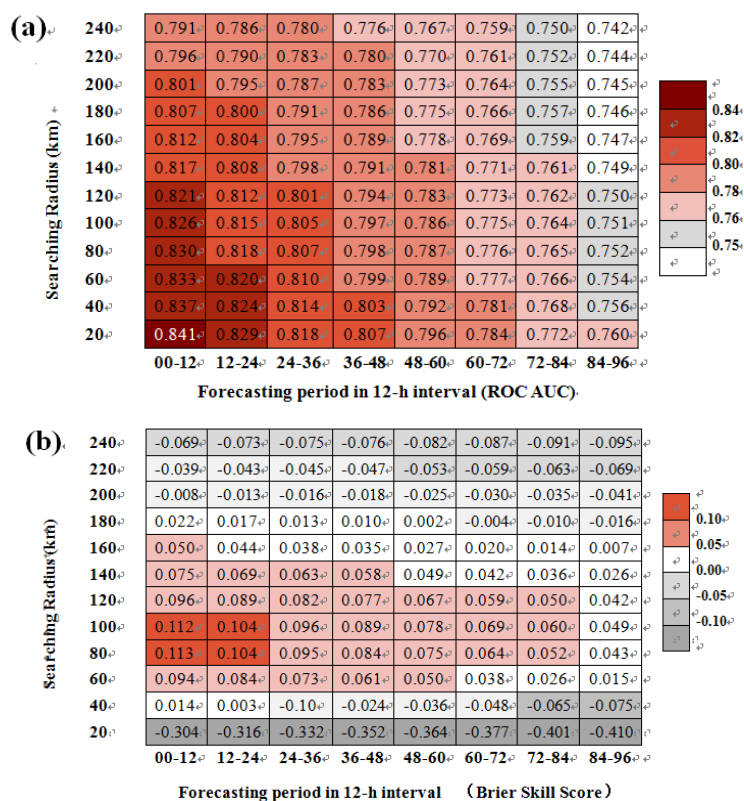


图 6.7 ROC 面积 (a) 和 BSS (b) 随预报时效和搜索半径的变化，其中横坐标为预报时效，纵坐标为搜索半径，阴影方框中的数值为对应的 ROC 面积和 BSS

Figure 6.7 ROC AUC (a) and the BSS (b) for SHR probabilities formed using different search radius and forecasting periods. The x-coordinate is the forecasting period while the y-coordinate is the searching radius. The numbers in the shaded boxes are the ROC areas and BSS

考虑搜索半径的影响，本文也使用了 BSS 评分 (Wilks 2011) 对预报结果进行评估。对于给定的搜索半径，随着预报时效从 00~12 小时延长至 84~96 小时，与 ROC 面积的变化类似，BSS 持续减小，BSS 在搜索半径 80 km 时 00~12 小时预报取得最大值，与 ROC 面积不同。在搜索半径 40 km 时 BSS 开始出现正值，并快速增大。在 80 km 搜索半径时，00~12 小时预报取得最优效果，尽管 100 km 时 00-12 小时的预报效果与此相近。此后，随着搜索半径的增大，BSS 快速减小。对于 200 km 的搜索半径，所有预报时效的 BSS 均为负值。点对点处理中样本量随搜索半径的变化可以解释 BSS 变化的原因，但此处我们只关注短时强降水客观预报的表现，点对点处理对检验结果的影响超过了本文的讨论范围，此处不做讨论。

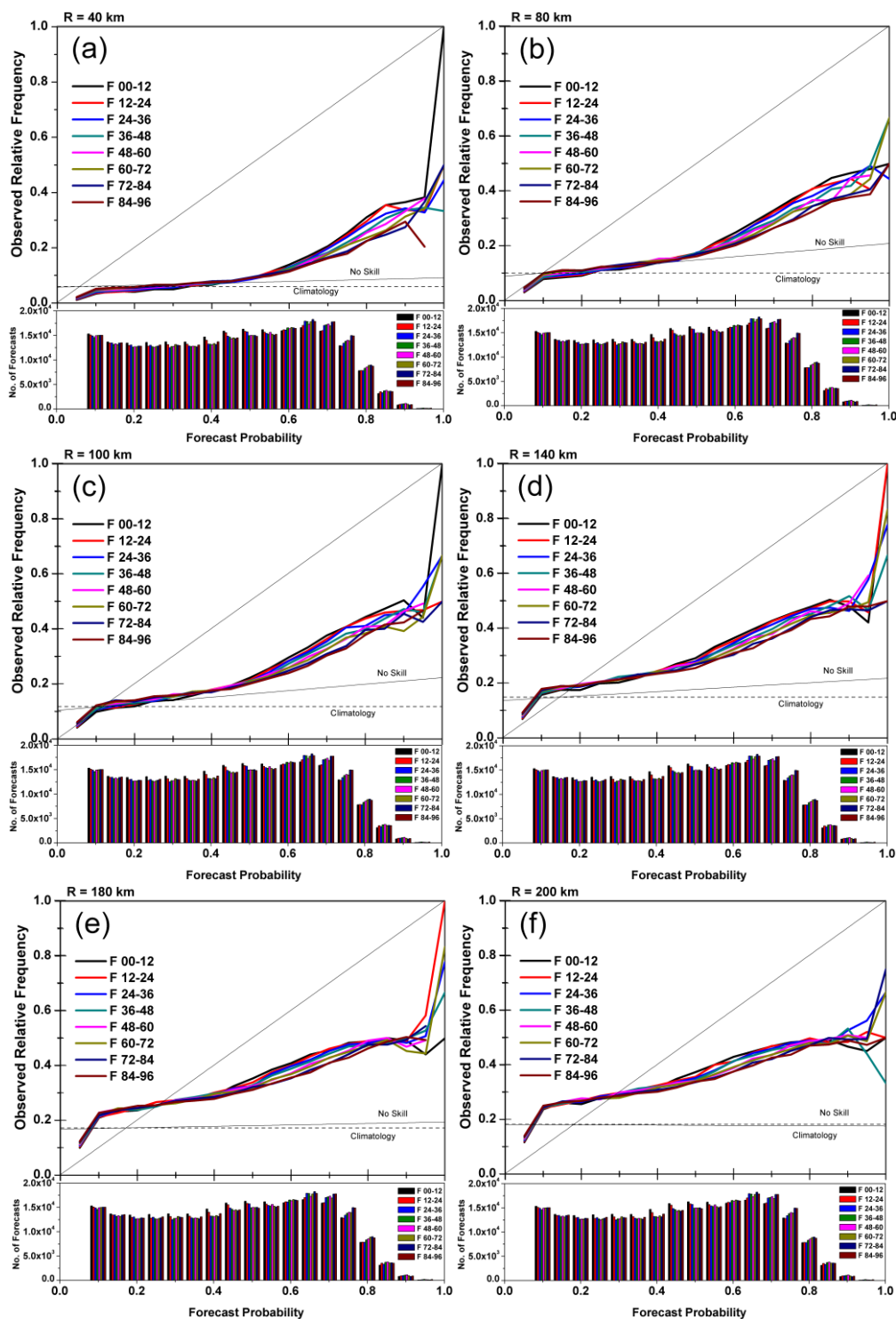


图 6.8 不同搜索半径的可靠性图（上图）和概率（柱状图，下图）分布。（a）40，（b）80，（c）100，（d）140，（e）180，和（f）200 km 搜索半径。对角线表示最好的可靠性，下面的柱状图为 5% 间隔概率区间内的样本数

Figure 6.8 Attributes diagrams (top) and frequency histograms (bottom) during 1 May and 30 Sep. 2013 for different forecasting period with searching radius (a) 40, (b) 80, (c) 100, (d) 140, (e) 180, and (f) 200 km. The diagonals indicate the perfect reliability. Histograms in the lower show the sample size in each probability bin

与未出现短时强降水的区域相比, 预计可能出现短时强降水的区域更引人关注。针对观测实况的相对频率和预报概率的可靠性图表(图 6.8), 随搜索半径的增大, 气候概率呈增大的趋势, 无技巧线的斜率先增大, 然后减小, 表现了 BSS 从负技巧到正技巧, 取得最大值, 然后转而到负技巧的变化趋势(Hsu 和 Murphy, 1986)。随着搜索半径的增大, 可靠性逐渐从对所有概率的低可靠性变为对低概率的高可靠性, 再到对低概率的低可靠性。此外, 不同预报时效的可靠性图表在同一搜索半径下的表现一致, 表明产品对不同的预报时效的表现具有很好的一致性。

6.5.2 2016-2017 年与业务短时强降水预报的对比

由于点对面处理方法, 搜索半径对 T 也有显著的影响。业务短时强降水检验中默认使用 40 km 的搜索半径。这里使用同样的搜索半径, 对新发展的短时强降水概率预报产品进行检验。给出的参考指标为业务短时强降水评分。

T 随着概率的增加而增大, 所有 8 个时次的 12 小时预报均在 50% 左右达到最大 T 值(图 6.9), 之后 T 随概率的增加而减小。评分曲线分为两簇, 白天时段的表现优于晚间时段的预报效果, 白天时段的预报最大 T 均高于主观预报。2016 年最大 T 出现在 12-24 小时时效, 最高接近 0.35, 2017 年同样出现在 12-24 小时时效, 最大 T 接近 0.34, 均高于业务主观预报评分。表明即使和主观预报相比, 产品也有很强的正技巧。

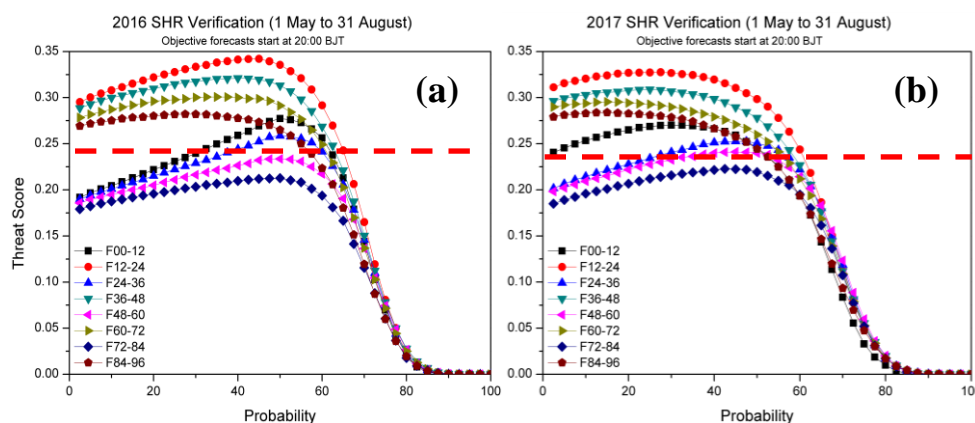


图 6.9 短时强降水客观预报与 (a) 2016 年和 (b) 2017 年业务预报的对比, 搜索半径 40 km。

参考 T 为 20 时发布的业务 00-12 小时 (红线) 短时强降水业务预报的平均值

Figure 6.9 Comparison of SHR forecasts with operational products in (a) 2016 and (b) 2017 with searching radius of 40 km. Shown for reference are the average T of operational 00-12 h (solid red line) SHR forecast issued at 20 BST

6.6 本章小结

本章基于表征短时强降水水汽、热力和动力环境条件的特征物理量的挑选及其组合,利用 NCEP GFS 模式预报场资料,发展了一种基于配料的短时强降水潜势预报方法。针对不同季节、不同环流背景个例预报试验表明,该方法可以准确捕捉短时强降水的可能出现区域,针对 2016~2017 年暖季(5~9 月)的短时强降水预报检验显示,整体上预报时效越短预报效果越好,产品表现存在日变化,覆盖白天时段的预报均有较好的正技巧,夜间时段的略差。本产品可以为短时强降水预报提供准确的客观参考。

第7章 全文总结和展望

7.1 全文总结

我国是短时强降水、雷暴、冰雹、雷暴大风等强对流天气的多发国家，这些强对流天气中，尤以短时强降水最为常见，它出现频率高，影响范围广，预报难度大，对经济和人民生活造成的损失也最为严重。本研究基于对我国暖季小时降水空间概率分布特征的统计分析，选定我国东部海拔低于 1000 m 的地区为主要的短时强降水研究区域。对短时强降水发生时必要的水汽、热力和动力等物理量特征进行统计分析，并结合典型的短时强降水过程，揭示产生短时强降水的大气环境条件的多样性和复杂性。同时，利用 WRF 模式开展模拟试验，进一步揭示了短时强降水发生时的中尺度对流系统的三维结构特征。最后，基于上述研究结果，发展了一个新的短时强降水客观预报方法，实现了科研和应用的结合。本论文的主要结论如下：

(1) 细化了我国短时强降水的地理分布特征：高强度小时降水的出现概率自西北向华南递增，集中在东部低海拔地区，华南是较强小时降水的高概率区，另一高概率区位于华北。基于 518 个全国基准站资料，对 1991~2009 年 5 月 1 日~9 月 30 日的小时降水分析显示，以 95% 累计概率为界，华南沿海超过 25 mm h^{-1} 的降水可以称为极端，但西北地区 5 mm h^{-1} 即可称为极端。地形对降水强度的分布有较大影响，高强度小时降水主要集中在东部低海拔地区，高概率区主要位于华南及华北。

(2) 确认了短时强降水环境的水汽、热力和动力过程的相对重要性：与环境水汽、热力和动力条件有关的关键特征物理量可以显著区分短时强降水与普通降水，表明关键环境物理量对短时强降水预报有较好的指示意义。针对大样本个例的物理量统计分析显示，尽管水汽、热力和动力抬升触发是对流形成和维持的三个重要条件，但水汽特征量对短时强降水的指示意义最好，其次的热力条件表征量。表征环境水汽条件的量中，PWAT 在区分短时强降水时指示意义最为明显。PWAT 为 28 mm 是短时强降水出现的必要水汽条件，当 PWAT 超过 59 mm 时出现短时强降水的可能性很高。热力特征量中，BLI 和 K 指数对无降水、普通降水和短时强降水三类强度降水的指示意义较好。75% 的短时强降水出现在 BLI 小于 -1.0 和 K 指数大于 36.0 的环境下，且小于 2.6 的 BLI 或大于 28.1°C 的 K 指

数是出现短时强降水的必要热力条件。动力特征量中, 925 hPa 散度的指示意义较好, 超过 75%的短时强降水出现在 925 hPa 散度负值区, 而 850 hPa 散度场, 则略低于 75%, 垂直风切变在降水强度判别中的作用不显著。

(3) 揭示了多尺度系统对短时强降水影响的复杂性: 短时强降水发生的关键环境条件具有多样性和复杂性。华北(北京)2012年“7.21”和2016年“7.20”是在特别偏强的辐合抬升动力条件和水汽条件下产生的, 但热力不稳定条件相差较大, 从而使得2012年“7.21”在有利的热力条件下出现了极端的短时强降水, 而2016年“7.20”过程中的短时强降水持续时间长, 但只有个别时次超过了 50 mm h^{-1} 。华南2016年“4.17”过程的辐合抬升动力触发条件和热力不稳定条件均优于2014年“3.31”过程, 水汽条件相当, 但不同要素空间配置上的差异, 使得后者出现了多站次的超过 50 mm h^{-1} 的短时强降水, 而前者几乎没有。某一方面关键环境要素的差异可以使得小时降水强度出现巨大差别, 但类似环境条件下, 不同要素配置的不同也会对结果产生重要影响。表明短时强降水的关键环境条件具有多样性和复杂性, 提高预报准确率存在较大的难度。

(4) 揭示了飑线和低涡系统的气流结构特征, 并解释了两类系统中强降水的成因:对华南飑线的研究发现, 源自锋前地面暖湿气流中的水汽在 5000 m 米以下的快速凝结是飑线系统中强降水的重要成因, 对华北低涡暴雨的研究揭示了深厚涡旋系统的形成是向上发展的低层涡旋与高层涡旋垂直耦合的结果, 气旋右侧持续不断地暖湿上升气流是强降水长时间维持的原因。华南2016年“4.17”飑线成熟阶段的气流结构特征与经典飑线的结构特征基本一致。构成飑线的入流气流有多支, 源自中国南海近地层附近的暖湿上升气流是主要的水汽来源。源自锋前地面的暖湿气流与中层西南向干冷气流相遇后, 水汽在对流层中下层的快速凝结是产生强降水的重要原因, 下沉气流源自对流层中层。2016年“7.20”过程中, 深厚的涡旋系统是由对流层高、中、低三个层次上各自相对独立发展的涡旋垂直耦合而形成的。对流层低层的涡旋率先形成, 之后是对流层中层的涡旋形成, 经过一段时间演变后, 这两个涡旋实现垂直耦合, 其后, 对流层高层的涡旋形成, 并在短时间内与对流层中低层已经耦合的涡旋再次耦合, 形成了上下贯通的深厚涡旋系统。受涡旋左侧干冷下沉气流和右侧暖湿上升气流的影响, 对流主要集中在涡旋系统右侧。

(5) **发展了一类短时强降水客观潜势预报方法，可以作为主观预报的有效参考：**综合应用表征环境热力、水汽和抬升触发机制的物理量，发展了基于关键环境特征识别的短时强降水客观预报方法。通过分段线性化表征物理量，以概率的形式给出可能出现短时强降水的区域范围。针对不同环流背景下个例的预报显示，尽管几次过程的环境水汽、热力和动力条件显著不同，但这一方法均能够提前给出短时强降水的可能出现区域。对一段时间暖季预报结果的检验显示，产品可以作为主观预报的参考。

7.2 讨论和展望

本文通过多年的小时降水实况统计指出，短时强降水出现频率较高的区域为我国东部，对东部地区短时强降水环境的水汽、热力和动力条件进行对比分析，筛选出了具有表征意义的物理量及其阈值，结合华北和华南短时强降水过程，分析了环境条件的多样性和复杂性，并利用模拟结果揭示了造成短时强降水的中尺度对流系统的精细结构特征，在这些研究的基础上，成功地发展了一种短时强降水客观预报方法。然而，还有一些问题需要在今后的研究中继续探索和研究，具体如下：

(1) 小时降水的气候概率分布使得我们更清晰地知道， 20 mm h^{-1} 的阈值有其局限性，即仅适用于东部低海拔地区，而这一区域也是我国强对流业务预报中关注的重点区域。但对于西北地区， 5 mm h^{-1} 的小时降水也具有极端性，且由于西北地区地质条件差，承载能力弱，且对流性和稳定性降水均可达到 5 mm h^{-1} 的降水强度，如何解决这些地区相关气候背景下的短时强降水预报，将是今后需要考虑的问题。此外，由于所用资料空间代表性的问题，难以准确反映局部地区的小时降水气候特征，在今后的研究中还需要收集更多的资料，并开展更为详细的分析和研究工作。

(2) 具有表征意义的环境水汽、热力和动力等条件物理量的详细分析，为诊断、研究和预报短时强降水提供了客观的参考依据，并已经经过了业务预报检验，表明相关的结果可靠，且业务预报可用。尽管如此，在针对局地性的短时强降水进行分析时发现，某些地区的短时强降水环境并不完全符合本研究的结果，这可能与局地的气候特征有关，本研究中的小时降水实况为我国东部 411 站 2002~2009 年暖季的小时降水资料，物理量基于 $1^\circ \times 1^\circ$ 模式分析场，观测站点

分布和物理量空间分辨率均无法真实反映尺度较小的局地特殊气候特征,如小型盆地地形的水汽汇集,地形对低层气流的抬升作用使得低层辐合抬升动力作用增强等,且所统计的短时强降水样本仍然较少,尤其是针对较强的短时强降水($\geq 50 \text{ mm h}^{-1}$),因此,本文的研究结果应用于局地小区域时,还需做进一步分析和评估。

(3) 在产生短时强降水环境条件多样性和复杂性的对比分析中,仅仅通过环境三要素的对比进行了分析,天气尺度系统的三维结构,如前倾还是后倾,系统移动速度的快慢等,均会对小时降水强度产生影响。前倾结构更利不稳定层结构的形成和不稳定能量的积累,往往会引发更强的对流,从而产生更强的对流天气。相比于缓慢移动的过程,快速移动的系统同样使得不稳定能量能在更短的时间内释放,往往也会使得对流更为剧烈,并造成强烈的对流天气。对深厚系统,如大槽、大脊、气旋、冷涡等的预报准确性相对较高,强对流的出现区域相对较好把握,而对重力波、海陆锋、陆湖风等尺度较小较为浅薄的系统,对系统本身的预报难度要大得多,对由其引发的强对流天气的预报难度则大得多。此外,短时强降水是环境水汽、热力和动力的综合作用的结果,本研究中物理量的统计所反映的是瞬时特征,不能反映天气系统动态过程的演变。此外,水汽、热力和动力三方面条件之间存在相互作用,似乎某一方面的不足可以通过另一个方面要素的增强来补充,但这种作用是通过中小尺度过程来实现的,他们之间具体是如何相互影响、限制、约束和转化及其机理等,需要相关领域的专家学者来共同解决。

(4) 基于模式模拟结果的爬线和气旋结构特征分析揭示了两类降水系统的三维气流结构特征。爬线系统的上升气流更为强烈,可以达到 14000 m 的高空,而气旋的上升气流难以到达 12000 m (约 200 hPa) 高度,爬线的入流气流存在多个来源,气旋的形成是高低空系统耦合增强相互作用的结果等。但仍然有很多细节问题需要在今后的工作中继续关注。

(5) 以概率方式表征的预报结果已经困惑了预报员很长时间 (Murphy and Winkler, 1971), 关于这方面的争论一直持续到现在 (Wilks, 2000; El á and Laprise, 2005)。由于集合预报系统的发展,很多研究已经证明了概率预报产品的有效性和实用性 (Petroliagis 等, 1997; Buizza 等, 1999; Sobash 等, 2011)。对于本文发展的新方法,结果以概率而非确定性预报的形式给出,是因为即使天气形势非常有利的情况下,往往也不能给出完全准确的短时强降水落区预报,即利于短时强降

水的环境条件不是唯一的，对于非常不稳定的大气，短时强降水的产生只需要较少的水汽和较少的动力抬升触发条件，而对于非常湿润的空气，中等强度的抬升触发和弱的不稳定即足以产生短时强降水。针对短时强降水的客观预报被证实是可行的，且结果可靠，但对于满足更高准确率需求方面，仍有需要改进的地方。如何将相关产品更好的与实际业务应用结合起来，改进短时强降水以及定量降水预报，将是后续继续努力的方向。

参考文献

- 曹艳察, 田付友, 郑永光, 等. 中国两级阶梯地势区域冰雹天气的环境物理量统计特征[J]. 高原气象, 2018, 37(1): 185-196.
- 陈炯, 郑永光, 张小玲, 等. 中国暖季短时强降水分布和日变化特征及其与中尺度对流系统日变化关系分析[J]. 气象学报, 2013, 71(3), 367-382.
- 陈敏, 范水勇, 郑祚芳, 等. 基于 BJ-RUC 系统的临近探空及其对强对流发生潜势预报的指示性能初探[J]. 气象学报, 2011, 69(1): 181-194.
- 湛芸, 孙军, 徐珺, 等. 北京 721 特大暴雨极端性分析及思考(一)观测分析及思考[J]. 气象, 2012, 38(10): 1255-1266.
- 丁一汇. 高等天气学[M]. 北京: 气象出版社, 2005, 585pp.
- 丁一汇, 张建云. 暴雨洪涝[M]. 北京: 气象出版社, 2009, 290pp.
- 丁裕国. 降水量 Γ 分布模式的普适性研究[J]. 大气科学, 1994, 18(5): 552-560.
- 樊李苗, 俞小鼎. 中国短时强对流天气的若干环境参数特征分析[J]. 高原气象, 2013, 32(1): 156-165.
- 方翀, 毛冬艳, 张小雯, 等. 2012 年 7 月 21 日北京地区特大暴雨中尺度对流条件和特征初步分析[J]. 气象, 2012, 38(10): 1278-1287.
- 傅佩玲, 胡东明, 张羽, 等. 2017 年 5 月 7 日广州特大暴雨微物理特征及其触发维持机制分析[J]. 气象, 2018, 44(4): 500-510.
- 高安宁, 李生艳, 陈见, 等. 弱环境风场条件下华南西部大范围暴雨特征分析[J]. 热带气象学报, 2009, 25(s1): 9-17.
- 国家气象中心. 中尺度天气分析业务技术规范[M]. 2013, 31pp.
- 韩丰, 沃伟峰. SWAN2.0 系统的设计与实现[J]. 应用气象学报, 2018, 29(1): 25-34.
- 黄士松. 华南前汛期暴雨[M]. 广州: 广东科技出版社, 1986, 244pp.
- 黄刚. NCEP/NCAR 和 ERA-40 再分析资料以及探空观测资料分析中国北方地区年代际气候变化[J]. 气候与环境研究, 2006, 11(3): 310-320.
- 雷蕾, 孙继松, 何娜, 等. “7.20”华北特大暴雨过程中低涡发展演变机制研究[J]. 气象学报, 2017, 75(5): 685-699.
- 雷蕾, 孙继松, 魏东. 利用探空资料判别北京地区夏季强对流的天气类型[J]. 气象, 2011,

- 37(2): 136-141.
- 李娜, 冉令坤, 孙建华, 李耀东. 基于 NCEP/GFS 资料的中国东部地区雷暴预报研究[J]. 气象学报, 2015, 73 (3): 459-470.
- 李耀东, 刘健文, 高守亭. 动力和能量参数在强对流天气天气预报中的应用研究[J]. 气象学报, 2004, 62(4): 401-409.
- 刘圣楠, 崔晓鹏. “碧利斯” (2006) 暴雨过程降水强度和降水效率分析[J]. 大气科学, 2018, 42(1): 192-208.
- 鲁蓉. 2011-2015 年华南暖季中尺度强对流系统的特征及机理研究[D]. 北京: 中国科学院大气物理研究所, 2018, 132pp.
- 慕建利, 王建捷, 李泽椿. 2005 年 6 月华南特大连续性暴雨的环境条件和钟尺度扰动分析[J]. 气象学报, 2008, 66 (3): 437-451.
- 冉令坤, 周玉淑, 杨文霞. 强对流降水过程动力因子分析和预报研究[J]. 物理学报, 2011, 60 (9): 099201.
- 任芝花, 赵平, 张强, 等. 适用于全国自动站小时降水资料的质量控制方法[J]. 气象, 2010, 36(7): 123-132.
- 寿绍文. 中尺度气象学[M]. 北京: 气象出版社, 2016, 395pp.
- 水利部水文局和南京水利科学研究院主编. 中国暴雨统计参数图集[M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2006, 124pp.
- 水利部长江水利委员会水文局和水利部南京水文水资源研究所主编. 水利水电工程设计洪水计算手册[M]. 北京: 中国水利水电出版社, 1995, 515pp.
- 孙继松, 雷蕾, 于波, 等. 近 10 年北京地区极端暴雨事件的基本特征[J]. 气象学报, 2015, 73(4): 609-623.
- 孙建华, 赵思雄, 傅慎明, 等. 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨的多尺度特征[J]. 大气科学, 2013, 37(3): 705-718.
- 陶诗言, 丁一汇, 周晓平. 暴雨和强对流天气的研究[J]. 大气科学, 1979, 3(3): 227-238.
- 陶诗言. 中国之暴雨[M]. 北京: 科学出版社, 1980, 225pp.
- 田付友, 郑永光, 张小玲, 等. 2017 年 5 月 7 日广州极端强降水对流系统结构、触发和维持机制[J]. 气象, 2018, 44(4): 469-484.
- 童文雪, 李刚, 孙娟珍. 针对对流降水预报的 BJ-RUC 系统 1 小时更新循环方案研究[J]. 热带

- 气象学报, 2018, 34(2): 177-187.
- 吴林林, 刘黎平, 郑媛媛, 等. 基于 SWAN 的冰雹探测算法研究[J]. 高原气象, 2014, 33(3): 823-831.
- 伍志方, 蔡景就, 林良勋, 等. 2017 年广州“57”暖区特大暴雨的中尺度系统和可预报性[J]. 气象, 2018, 44(4): 485-499.
- 杨新林. 华北雷暴大风对流系统特征及机理研究[D]. 北京: 中国科学院大气物理研究所, 2018, 138pp.
- 姚莉, 李小泉, 张立梅. 我国 1 小时雨强的时空分布特征[J]. 气象, 2009, 35(2): 80-87.
- 俞小鼎, 周小刚, 王秀明. 雷暴与强对流临近天气预报技术进展[J]. 气象学报, 2012, 70(3): 311-337.
- 张家诚. 中国气候[M]. 上海: 上海科学技术出版社, 1985.
- 张小玲, 谌芸, 张涛. 对流天气预报中的环境场条件分析[J]. 气象学报, 2012, 70(4): 642-654.
- 张小玲, 陶诗言, 孙建华. 基于“配料”的暴雨预报[J]. 大气科学, 2010, 34(4): 754-756.
- 张哲, 周玉淑, 邓国. 2013 年 7 月 31 日京津冀飑线过程的数值模拟与结构分析[J]. 大气科学, 2016, 40 (3): 528-540.
- 赵天宝, 符淙斌. 应用探空观测资料评估几类再分析资料在中国区域的适用性[J]. 大气科学, 2009a, 33 (3): 634-648.
- 赵天宝, 符淙斌. 几种再分析地表气温资料在中国区域的适用性评估[J]. 高原气象, 2009b, 28 (3): 594-505.
- 赵思雄, 孙建华, 鲁蓉, 等. “7.20”华北和北京大暴雨过程的分析[J]. 气象, 2018, 44(3): 351-360.
- 赵玉春, 王叶红. 近 30 年华南前汛期暴雨研究综述[J]. 暴雨灾害, 2009, 28(3): 3-38.
- 郑淋淋, 孙建华. 风切变对中尺度对流系统强度和组织结构影响的数值试验[J]. 大气科学, 2016, 40(2): 324-340.
- 郑永光, 陶祖钰, 俞小鼎. 强对流天气预报的一些基本问题[J]. 气象, 2017, 43(6): 641-652.
- 中央气象台. 2016 年 7 月 19-20 日华北地区极端强降水过程总结[R]. 2016, 39pp.
- Barnes H C, Houze Jr R A. Precipitation hydrometeor type relative to the mesoscale airflow in mature oceanic deep convection of the Madden-Julian Oscillation[J]. J Geophys Res Atmos, 2014, 119:13990-14014.

- Bunkers M J. Vertical wind shear associated with left-moving supercells[J]. *Wea Forecasting*, 2002, 17, 845-855.
- Breenan M J, Lackmann G M, Mahoney K M. Potential vorticity thinking in operations: The utility of nonconservation[J]. *Wea Forecasting*, 2008, 23: 168-182.
- Brier G W. Verification of forecasts expressed in terms of probability[J]. *Mon Wea Rev*, 1950, 78:1-3.
- Browning K A. The FRONTIERS plan: a strategy for using radar and satellite imagery for very short-range precipitation forecasting[J]. *Met Mag*, 1979, 10(8):161-184.
- Buizza R, Hollingsworth A, Lalaurette F, et al. Probabilistic prediction of precipitation using the ECMWF ensemble prediction system[J]. *Wea Forecasting*, 1999, 14:168-189.
- Chen F, Dudhia J. Coupling an advanced land surface hydrology model with the penn state NCAR MM5 modeling System. Part I: model implementation and sensitivity[J]. *Mon Wea Rev*, 2001, 129(4): 569-585.
- Chen X C, Zhao K, Xue M, et al. Radar-observed diurnal cycle and propagation of convection over the Pearl Delta during Mei-Yu season[J]. *J Geophys Res Atmos*, 2015, 120: 12557-12575.
- Corbosiero K L, Molinari J. The effects of vertical wind shear on the distribution of convection in tropical cyclones[J]. *Mon Wea Rev*, 2002, 130: 2110-21123.
- Corfidi S F. Cold pools and MCS propagation: forecasting the motion of downwind-developing MCSs[J]. *Wea Forecasting*, 2003, 18: 997-1017.
- Davies H C. Limitations of some common lateral boundary schemes used in regional NWP models[J]. *Mon Wea Rev*, 1983, 111: 1002-1012.
- Davis R S. Flash flood forecast and detection methods[M]. In *Severe Convection Storms* (Edt Doswell III C A). American Meteorological Society. 2011, 481-526.
- Doraxler, R R. Hess G D. description of the HYSPLIT_4 modelling system[M]. NOAA Technical Memorandum ERL ARL-224. 1997, 26pp.
- Doraxler, R R. HYSPLIT_4 user's guide[M]. NOAA Technical Memorandum ERL ARL-230. 1999, 35pp.
- Doswell III C A, H E Brooks, and R A Maddeox. Flash flood forecasting: an ingredients-based methodology[J]. *Wea Forecasting*, 1996, 11: 560-580.

- Doswell III C A. Short-range forecasting[M]. *Mesoscale meteorology and forecasting (Edited by Ray P E)*. American Meteorological Society, Boston.1986, 689-719.
- Dudhia J, Hong S Y, Lim K S. A new method for representing mixed-phase particle fall speeds in bulk microphysics parameterizations[J]. *J Met Soc Japan*, 2008, 86: 33-44.
- Egger J. Piecewise potential vorticity inversion and vortex interaction[J]. *J Atmos Sci*, 2009, 66: 3208-3216.
- El á R, R Laprise. Diversity in interpretations of probability: implications for weather forecasting[J]. *Mon Wea Rev*, 2005, 133: 1129-1143.
- Etherton B, and P Santos. Sensitivity of WRF forecasts for south Florida to initial conditions[J]. *Wea Forecasting*, 2008, 23: 725-740.
- Fakour H, Lo S-L, Lin T-F. Impacts of typhoon soudelor (2015) on the water quality of Taipei, Taiwan[J]. *Sci Rep*, 2016, 6: 25228.
- Fritsch J M, and Chappell C F. Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressures systems. Part I: convective parameterization[J]. *J Atmos Sci*, 1980, 37: 1722-1733.
- Fujita T T, Wakimoto R M. Microbursts in JAWS depicted by Doppler radars, PAM and aerial photographs[C]. *Preprints, 21st Conf on Radar Meteorology*, Edmonton, American Meteorologica lSociety, 1983, 638-645.
- Fu S M, Sun J H, Sun J R. Accelerating two-stage explosive development of an extratropical cyclone over the northwestern Pacific Ocean: a piecewise potential vorticity diagnosis[J]. *Tellus A*, 2014, 66, 23210, <http://dx.doi.org/10.3402/tellusa.v66.23210>.
- Fu S M, Sun J H, Ling J, et al. Scale interactions in sustaining persistent torrential rainfall events during the Mei-yu season[J]. *J Geophy Res Atmos*, 2016, 121(21): 12856-12876.
- Fu S M, Liu R X, Sun J H. On the scale interactions that dominate the maintenance of a persistent heavy rainfall event: A piecewise energy analysis[J]. *J Atmos Sci*, 2018, 75, 907-925.
- Galway J G. The lifted index as an indicator of latent instability[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 1956, 37: 528-529.
- Garett C, Muller P. Extreme events[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 2008a, doi:10.1175/2008BAMS2566.1.
- Garett C, Muller P. Supplement to extreme events[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 2008b,

doi:10.1175/2008BAMS2566.2.

- Gemmer M, Fischer T, Jiang T, et al. Trends in precipitation extremes in the Zhujiang River Basin, South China[J]. *J Climate*, 2011, 24: 750-761.
- George J J. Weather forecasting for aeronautics[M]. Academic Press, New York and London. 1960, 673pp.
- Gilleland E, Ahijevych D, Brown B B. Intercomparison of spatial forecast verification methods[J]. *Wea Forecasting*, 2009, 24: 1416-1430.
- Gold D A, Nielsen-Gammon J W. Potential vorticity diagnosis of the severe convective regime. Part I: Methodology[J]. *Mon Wea Rev*, 2008, 136, 1565-1581.
- Grell G A. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterization[J]. *Mon Wea Rev*, 1993, 121: 764-787.
- Hense A, P Krahe, and H Flohn. Recent fluctuations of tropospheric temperature and water vapour content in the tropics[J]. *Meteor Atmos Phys*, 1988, 38: 215-227.
- Hong S Y, Noh Y, Dudhia J. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes[J]. *Mon Wea Rev*, 2006, 134: 2318-2341.
- Houston A L, Wilhelmson R B. The dependence of storm longevity on the pattern of deep convection initiation in a low-shear environment[J]. *Mon Wea Rev*, 2011, 139: 3125-3138.
- Houze Jr R A. Observed structure of mesoscale convective systems and implications for large-scale heating[J]. *Q J R Meteor Soc*, 1989, 115: 425-461.
- Houze Jr R A. Clouds in low latitudes[R]. Lectures given in 2011 at Nanjing during the Summer School. 2011.
- Houze Jr R A, Betts A K. Convection in GATE[J]. *Rev Geophys*, 1981, 19: 541-576.
- Houze Jr R A. 100 Years of research on mesoscale convective system[M]. *Meteorological Monographs*, 2018, Vol59, 17.1-17.54.
- Hsu W-R, Murphy A H. The attributes diagram: a geometrical framework for assessing the quality of probability forecasts[J]. *Int J Forecasting*, 1986, 2: 285-293.
- Ison N T, Feyerherm A M, Bark L D. Wet period precipitation and the gamma distribution[J]. *J Appl Meteorol*, 1971, 10: 658-665.
- James R P, Markowski P M, Fritsch J M. Bow echo sensitivity to ambient moisture and cold pool

- strength[J]. *Mon Wea Rev*, 2006, 134: 950-964.
- Kain J S, and Fritsch J M. Convective parameterization for mesoscale models: the Kain-Fritsch scheme[M]. *The representation of cumulus convection in numerical models*, Meteor Monogr, NO 46, Amer Meteor Soc, 1993, 165-177.
- Kirkpatrick C, McCaul E W, Cohen C. Sensitivities of simulated convective storms to environmental CAPE [J]. *Mon Wea Rev*, 2011, 139: 3514-3532.
- Kuo H L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow[J]. *J Atmos Sci*, 1974, 31: 1232-1240.
- Lau K M, and Wu H T. Warm rain processes over tropical oceans and climate implications[J]. *Geophys Res Lett*, 2003, 30: 2290.
- Lemon L R. New severe thunderstorm radar identification techniques and warning criteria: a preliminary report[M]. NOAA Tech Memo, NWS-NSSFC 1, 1977, 60pp.
- Lenderink G, and E Meijgaard. Increase in hourly precipitation extremes beyond expectations from temperature changes[J]. *Nature Geoscience*, 2008, 1: 511-514.
- Li L, Zhu Y J, Zhao B L. Rain rate distribution for China from hourly rain gauge data[J]. *Radio Science*, 1998, 33(3): 553-564.
- Lin Y-L, S Chiao, T-A Wang, et al. Some common ingredients for heavy orographic rainfall[J]. *Wea Forecasting*, 2001, 16: 633-660.
- Luo Y L, Gong Y, Zhang D L, et al. Initiation and organizational modes of an extreme-rain-producing mesoscale convective system along a Mei-Yu front in east China[J]. *Mon Wea Rev*, 2014, 142: 203-221.
- Luo Y L, Wu M W, Ren F M, et al. Synoptic situations of extreme hourly precipitation over China[J]. *J Climate*, 2016, 29: 8703-8719.
- Mao J H, Ping F, Li X F. Differences in precipitation efficiency and their probable mechanisms between the warm sector and cold front stages of a heavy rainfall event over Beijing[J]. *Atmos Sci Lett*, 2018, 19(4), doi:10.1002/asl.802.
- Market P, and Allen S. Precipitation efficiency of warm-season midlatitude mesoscale convective systems[J]. *Wea Forecasting*, 2003, 18: 1273-1285.
- Martín F, R Riosalido, and L de Esteban. The Sigüenza tornado: a case study based on convective

- ingredients concept and conceptual models[J]. *Meteorol Appl*, 1997, 4: 191-206.
- Martine J E, Marsili N. Surfacecyclolysis in the North pacific Ocean. Part II: piecewise potential vorticity diagnosis of a rapid cyclolysis event[J]. *Mon Wea Rev*, 2002, 130: 1264-1281.
- Mason I B. A model for assessment of weather forecasts[J]. *Aust Meteor Mag*, 1982, 30, 291-303.
- Meng Z Y, Yan D C, Zhang Y J. General features of squall lines in east China[J]. *Mon Wea Rev*, 2013, 141: 1629-1647.
- Meng Z Y, Zhang F Q, Markowski P, et al. A modeling stufy on the development of a bowing structure and associated rear inflow with a squall line over South China[J]. *J Atmos Sci*, 2012, 69: 1182-1207.
- Miller R C. Notes on analysis and severe-storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central[M]. Air Weather Service (MAC), U S A F, Technical Report 200 (Rev), 1972, 183 pp.
- Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a valid correlated-k model for the longwave[J]. *J Geophy Res Atmos*, 1997, 102: 16663-16682.
- Molinari J, and M. Dudek. Parameterization of convective precipitation in mesoscale numerical models: a critical review[J]. *Mon Wea Rev*, 1992, 120: 326-344.
- Mueller C, T Saxon, R Roberts, et al. NCAR Auto-Nowcast System[J]. *Wea Forecasting*, 2003, 18: 545-561.
- Murphy A H, Winkler R L. Forecasters and probability forecasts: some current problems[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 1971, 52: 239-248.
- Park M D. Response of simulated squall lines to low-level cooling[J]. *J Atmos Sci*, 2008, 65: 1323-1341.
- Petroliaigis T, Buizza R, Lanzinger A, et al. Potential use of the ECMWF Ensemble Prediction System in cases of extreme weather events[J]. *Meteor Appl*, 1997, 4: 69-84.
- Rasmussen E N, and D O Blanchard. Baseline climatology of sounding-derived supercell and tornado parameters[J]. *Wea Forecasting*, 1998, 13(4): 1148-1164.
- Rasmussen E N. Refined supercell and tornado forecast parameters[J]. *Wea Forecasting*, 2003, 18: 530-535.

- Rotunno R, Klemp J B, Weisman M. A theory for strong, long-lived squall lines[J]. *J Atmos Sci*, 1988, 45: 463-485.
- Sobash R A, Kain J S, Bright D R et al. Probabilistic forecast guidance for severe thunderstorms based on the identification of extreme phenomena in convection-allowing model forecasts[J]. *Wea forecasting*, 2011, 26(5): 714-728.
- Sun J Z, Xue M, Wilson J W, et al. Use of NWP for nowcasting convective precipitation: recent progress and challenges[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 2014, 95: 409-426.
- Thom H C S. A note on the gamma distribution[J]. *Mon Wea Rev*, 1958, 86: 117-122.
- Thompson R L, B T Smith, J S Grams, et al. Convective modes for significant severe thunderstorm in the contiguous United States. Part II: supercell and OLCS tornado environments[J]. *Wea Forecasting*, 2012, 27: 1136-1154.
- Torn R D, G J Hakim. Initial condition sensitivity of western Pacific extratropical transitions determined using ensemble-based sensitivity analysis[J]. *Mon Wea Rev*, 2009, 137: 3388-3406.
- Trenberth K E. Atmospheric moisture recycling: role of advection and local evaporation[J]. *J Climate*, 1999, 12: 1368-1381.
- Trier S B, Chen F, Manning K W. A study of convection initiation in a mesoscale model using high-resolution land surface initial conditions[J]. *Mon Wea Rev*, 2004, 132, 2954-2976.
- Weckwerth T M, Parsons D B. A review of convection initiation and motivation for IHOP_2002[J]. *Mon Wea Rev*, 2006, 134: 5-21.
- Weisman M L, Klemp J B. The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy [J]. *Mon Wea Rev*, 1982, 110: 504-520.
- Weisman M L, Rotunno R. "A theory for strong, long-lived squall lines" revisited[J]. *J Atmos Sci*, 2004, 61: 361-382.
- Wilks D S. Maximum likelihood estimation for gamma distribution using data containing zeros[J]. *J Climate*, 1990, 3: 1495-1501.
- Wilks D S. On interpretation of probabilistic climate forecasts[J]. *J Climate*, 2000, 13: 1965-1971.
- Wilks D S. *Statistical methods in the atmospheric sciences (3ed)*[M]. United States, Academic Press, 2011, pp676.

- Wilson J W, Crook N A, Mueller C K, et al. Nowcasting thunderstorms: a status report[J]. Bull Amer Meteor Soc, 1998, 79(10): 2079-2099.
- Wilson J W, Roberts R D. Summary of convective storm initiation and evolution during IHOP: Observation and modeling perspective[J]. Mon Wea Rev, 2006, 134: 23-47.
- Xue M. Density currents in shear flows: effects of rigid lid and cold pool internal circulation, and application to squall line dynamics[J]. Q J R Meteo Soc, 2006, 128: 47-73.
- Ye H C, Fetzer E J, Sun W. Impact of increased water vapor on precipitation efficiency over northern Eurasia[J]. Geophys Res Lett, 2014, 41(8): 2941-2947.
- Yeung H Y. Recent developments and applications of the SWIRLS nowcasting system in Hong Kong[R]. The 3rd WMO international symposium on nowcasting and very short-range forecasting (WSN12), Rio de Janeiro, Brazil, 6-10 August, 2012.
- Yu H Z, Meng Z Y. Key synoptic-scale features influencing the high-impact heavy rainfall in Beijing, China, on 21 July 2012[J]. Tellus A, 2016, 68: 31045.
- Zhai P, and R E Eskridge. Atmospheric water vapor over China[J]. J Climate, 1997, 10: 2643-2652.
- Zhang Y, and coauthors. Hydrometeorological analysis and remote sensing of extreme: was the July 2012 Beijing event detectable and predictable by global satellite observing and global weather modeling systems?[J]. J Hydrometeor, 2015, 16: 381-395.
- Zheng Linlin, Sun Jianhua, Zhang Xiaoling, et al. Organizational modes of mesoscale convective systems over central east China[J]. Wea. Forecasting, 2013, 28: 1081-1098.
- Zheng Yongguang, Xue Ming, Li Bo, et al. Spatial characteristics of extreme rainfall over China with hourly through 24-hour accumulation periods based on national-level hourly rain gauge data[J]. Adv Atmos Sci, 2016, 33: 1218-1232.
- Zhou Y S. Effects of vertical wind shear, radiation and ice microphysics on precipitation efficiency during a torrential rainfall event in China[J]. Adv Atmos Sci, 2013, 30(6): 1809-1820.
- Zhou Y S, Li X F, Gao S T. Precipitation efficiency and its relationship to physical factors[J]. Chin Phys B, 2014, 23(6): 064210.

致 谢

时光荏苒，光阴如梭，六度寒暑一瞬间。

曾有过犹豫，有过徘徊，也曾多次萌生放弃的念头，但在导师、领导、同事和家人的鼓励及关怀下，仍然坚持了下来。

感谢我的导师赵思雄研究员和孙建华研究员，他们严谨、乐观、谨慎的治学态度，数十年如一日孜孜不倦探索气象未知领域的进取精神，关注长远而又能体察入微的科学素养，无不对我产生深远的影响。

感谢国家气象中心领导的鼓励、支持和帮助，职能处领导在有关事宜上的大力帮助。感谢强天气预报中心张小玲主任、杨波副主任、郑永光研究员及同事的支持和帮助，没有你们在日常工作中的鼓励和帮助、业务值班和科研上的分担，相关研究工作的完成将是难以想象的。

特别感谢傅慎明研究员数值模拟和轨迹分析方面提供的帮助。感谢杨新林博士、张元春博士、卫捷老师在 WRF 安装和调试和模拟结果分析等方面提供的帮助和指导，在我遇到难题时，给我提供了大量积极有效的建议和解决问题的思路。感谢中国气象科学研究院王亚强研究员提供 MeteoInfo 绘图软件。感谢课题组的鲁蓉、刘瑞鑫、杨如意、麦子、孟亚楠、姜立智以及其他师兄师姐师弟师妹们，没有你们的帮助，相关科研任务的完成将是难以想象的事情，很高兴能与你们一起度过了几年令人难忘的美好时光。感谢研究生部各位老师的大力帮助和支持。

最后，感谢我的家人的默默付出和奉献！

以此纪念我的硕士研究生导师程明虎研究员和我的伯伯田贵银先生！

2018 年 12 月

作者简历及攻读学位期间发表的学术论文与研究成果

作者简历:

2001年09月——2005年06月, 中国海洋大学, 获学士学位。

2005年09月——2008年06月, 中国气象科学研究院, 获硕士学位。

2013年09月——2018年12月, 中国科学院大气物理研究所, 攻读博士学位。

工作经历:

2008年07月——至今, 中国气象局 国家气象中心。

已发表(或正式接受)的学术论文:

Tian Fuyou, Zheng Yongguang, Zhang Tao, Zhang Xiaoling, Mao Dongyan, Sun Jianhua, Zhao Sixiong. Statistical Characteristics of Environmental Parameters for Warm Season Short-duration Heavy Rainfall over Central and Eastern China. *Journal of Meteorological Research*, 2015, 29(3): 370-384.

田付友, 郑永光, 张涛, 毛冬艳, 唐文苑, 周庆亮, 孙建华, 赵思雄. 短时强降水诊断物理量敏感性的点对面检验. *应用气象学报*, 2015, 26(4): 385-396.

田付友, 等. 2017年5月7日广州极端强降水对流系统结构、触发和维持机制. *气象*, 2018, 44(4): 469-484.

田付友, 等. 基于 Γ 函数的暖季小时降水概率分布. *气象*, 2014, 40(7): 787-795.

田付友, 等. 我国中东部不同级别短时强降水天气的环境物理量分布特征. *暴雨灾害*, 2017, 36(6): 518-526.