王国荣, 平凡, 翟亮. 2019. 一种基于数值模式诊断自适应的北京地区对流性降水临近集合预报新方法 [J]. 大气科学, 43(4): 895-914. Wang Guorong, Ping Fan, Zhai Liang. 2019. A new method of adaptive convective precipitation ensemble nowcasting based on the numerical model diagnosis over Beijing [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 43(4): 895-914. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1810.18177

一种基于数值模式诊断自适应的北京地区对流性 降水临近集合预报新方法

王国荣^{1,2} 平凡^{1,2} 翟亮³

1 中国科学院大气物理研究所云降水与强风暴重点实验室,北京100029 2 中国科学院大学,北京100049 3 北京市气象台,北京100089

摘 要 局地触发及组织化发展中尺度系统的生消演变是影响对流性降水临近预报的核心和关键。本文结合雷达 外推预报、专家系统以及快速循环更新的高分辨数值模式系统,发展和构造了一种适合北京地区的基于数值模式 预报诊断自适应的对流性降水临近集合预报新方法(APEN)。APEN基于降水外推预报结果,采用模糊逻辑算 法,利用北京市气象局快速循环更新同化系统(RMAPS-IN)提供的对流诊断因子,计算对流系统发展演变(新 生、增加和减弱)概率;在此基础上,扰动诊断因子阈值和权重,形成对流发展的集合概率预报;最后综合专家 经验,根据对流集合概率,在降水外推预报基础上进行对流性降水调整。应用APEN,针对北京两次强弱降水过 程,进行了降水的临近预报试验,结果表明:基于RMAPS-IN多种诊断因子的对流发展集合概率在强弱两种天气 背景下,都能较好的反映对流系统在临近时段的发展趋势;基于专家经验模型的三种对流发展状态(对流新生、 增加和减弱)下的降水调整,能合理的表征对流系统发展演变对降水的影响。APEN降水预报和RMAPS-IN的业 务预报的对比显示:无论是系统性对流过程还是局地激发对流过程,APEN预报的降水落区和强度都更接近于实 况,尤其是考虑对流发展演变影响的降水强度预报明显优于RMAPS-IN, APEN在北京地区对流性降水的临近预 报中有明显的优势和应用潜力。

关键词 对流发展集合概率 模糊逻辑算法 自适应降水集合预报(APEN)
 文章编号 1006-9895(2019)04-0895-20
 中图分类号 P456
 文献标识码 A
 doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1810.18177

A New Method of Adaptive Convective Precipitation Ensemble Nowcasting Based on the Numerical Model Diagnosis Over Beijing

WANG Guorong^{1,2}, PING Fan^{1,2}, and ZHAI Liang³

1 Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms (LACS), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 Beijing Meteorological Observatory, Beijing 100089

Abstract The locally triggered or organizational development of mesoscale convective systems is the core and key for

收稿日期 2018-06-15; 网络预出版日期 2018-12-06

作者简介 王国荣,男,1981年出生,博士研究生,主要从事短时天气预报技术研究。E-mail:wguor@sina.com

通讯作者 平凡, E-mail: pingf@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家重点基础研究发展计划项目2013CB430105,国家自然科学基金项目41675059、41405059、41375066、U1333130

Funded by National Basic Research Program of China (Grant 2013CB430105), National Natural Science Foundation of China (Grants 41675059, 41405059, 41375066, U1333130)

大气科学	43 卷
Chinese Journal of Atmospheric Sciences	Vol. 43

the accuracy of convective precipitation nowcasting. In this paper, combined with radar extrapolation prediction technology, expert system, and high-resolution numerical model system, a new adaptive convective precipitation ensemble nowcasting method combined with diagnosis from numerical weather prediction mode for Beijing area is developed Based on the precipitation extrapolation, APEN (adaptive precipitation ensemble nowcasting) uses convective diagnostic factors provided by the RMAPS-IN (Rapid-refresh Multi-scale Analysis and Prediction System - Integration) to calculate the probability of convection evolution (initiation, growth, and dissipation) by a fuzzy logic algorithm, and get an ensemble probability by disturbing diagnosis factor thresholds and weights. Then, based on the expert experience, the adjustment of convective precipitation based on the extrapolation of precipitation is carried out. APEN has been tested to make precipitation nowcasting with two cases (one is with heavy rainfall and the other is with weak rainfall) in Beijing. The results show that the ensemble convective evolution probability, which is based on the RMAPS-IN multidiagnosis factors, can reflect the trend of the convective system in both strong and weak weather conditions. Based on the expert experience model, adjustments of convective precipitation under three states (convection initiation, growth, and dissipation) can reasonably represent the impact of precipitation by evolution of convective systems. Comparison of precipitation nowcasting by APEN and RMAPS-IN (an operational system of Beijing Meteorological Bureau) shows that, regardless of whether the convective system is stimulated by systemic convection activity or locally triggered, the precipitation area and precipitation intensity predicted by APEN are closer to observations. In particular, the precipitation intensity forecast after considering the effect of convective evolution is much better than RMAPS-IN. The experimental comparison demonstrates APEN's advantages and application potential in convective precipitation forecasting.

Keywords Ensemble convection evolution probability, Fuzzy logic algorithm, APEN (adaptive precipitation ensemble nowcasting)

引言 1

降水定点、定量预报是精细化气象预报的核心 内容和主要难点问题之一。对流性降水由于其中尺 度系统的快速生消及组织化发展的非线性过程,同 时数值模式由于"spin up"障碍,其临近预报已成 为提高精细化降水预报水平和技巧的主要瓶颈 问题。

对流性降水的短临预报研究始于上世纪60年 代,基于雷达回波外推的对流性降水临近预报方法 首先被提出来。目前,基于雷达回波外推的临近预 报已经逐步成熟,其大致分为两类 (Sun et al., 2014)。一类是通过客观方法获取回波运动矢量, 然后外推降水预报。这类方法中最简单的是将回波 作为刚体直接外推,不考虑对流系统随时间的演 变;稍微复杂一点的,会进一步考虑回波的形状和 强度变化,如TITAN (Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting) 系统(Dixon and Wiener, 1993)。另一类是结合主观预报经验 的专家系统,这类系统会综合考虑多种因素最终来 预测对流发展演变(对流新生、加强和减弱),比 如ANC(Auto-Nowcast System)系统。ANC系统 中考虑对流演变的热、动力环境条件,并通过模糊 逻辑方法,利用多种对流条件预报对流的发展演变 (Mueller et al., 2003).

上述基于雷达回波外推的对流性降水短临预报 中误差主要来自三个方面。第一,来自雷达的观测 误差,主要体现为由雷达反演得到的定量降水 (OPE) 误差。第二,降水系统在预报时段内,存 在移动变化,由于对这种移动变化判断的不准确导 致的误差,称为外推预报过程中的平流误差。第 三,是外推过程中对流系统本身也在发展演变,比 如对流系统的新生、增强或减弱。这种由于外推过 程中降水系统本身还在发展演变引起的误差称为对 流演变误差。Berenguer et al. (2005, 2011) 分析 认为,在0~30分钟的预报时段,主要误差来自雷 达观测误差 (QPE误差), 30 分钟以后, 对流演变 误差逐渐占据主导地位,成为主要的误差来源。相 比之下平流误差则小得多。关于传统的基于外推预 报的对流性降水临近预报技术, Wilson et al. (1998) 曾给出过非常完整的综述。

近年来,高分辨率数值预报模式及各种新的观 测资料在临近预报领域的应用,已取得了明显进展 (俞小鼎等, 2012)。Sun et al. (2014) 详细回顾了

 4期
 王国荣等:一种基于数值模式诊断自适应的北京地区对流性降水临近集合预报新方法

 No.4
 WANG Guorong et al. A New Method of Adaptive Convective Precipitation Ensemble Nowcasting Based on the ... 897

数值模式在临近预报中的应用及其面临的挑战,指 出将数值模式与临近预报(nowcasting)进行融合 (blending) 是提升2~6小时降水预报的有效途径。 尽管目前数值模式仍然不能完全满足临近预报的要 求,但是随着数据同化技术、快速循环更新等技术 的不断发展,数值模式在短临预报中的作用将越来 越大 (Olsen et al., 2015; Yussouf et al., 2016; Yano et al., 2018)。对流发展与大气背景环境场热动力条 件、边界层强迫等密切相关(Wilson and Megenhardt, 1997; Wilson et al., 1998; Doswell III, 2001; Wilson and Roberts, 2006)。但是目前的业务 观测网还无法提供临近预报所需要的高时空分辨率 的环境场条件。作为替代方案,通过对高分辨率数 值模式输出结果进行分析和诊断,也以获得决定对 流发展的大气环境场信息,这对于提升临近时段内 对流系统发展演变有重要帮助(俞小鼎等,2012)。 ANC系统采用一种模糊逻辑的策略,将反映大气 环境条件的多种物理量和从观测数据中诊断的边界 层强迫信息结合起来,预测对流单体的演变。 Wilson et al. (2010) 的研究表明: 通过人工输入 边界层辐合线可以提前约1小时预报出风暴的触 发;其深入研究发现:要有效提升对流风暴临近预 报准确性,还需将基于雷达的外推预报技术、专家 系统以及快速循环更新的高分辨数值模式结合起来 (Wilson et al., 1998, 2010)。

本文拟在上述研究基础上,发展和设计一种结 合数值模式对流诊断自适应的新的临近降水集合预 报系统 (APEN)。该系统基于降水外推预报结果, 利用北京市气象局快速循环更新同化系统 (RMAPS-IN) 提供的对流诊断因子,通过模糊逻 辑算法,计算对流系统发展演变(新生、增加和减 弱)概率,并通过扰动对诊断因子阈值和权重,进 行对流发展集合概率预报;在此基础上,利用专家 经验模型系统,进行对流性降水调整,从而构建起 雷达外推预报技术、专家系统以及快速循环更新的 高分辨数值模式一体化的对流性降水临近预报的新 系统,有效地实现了雷达外推、专家系统及基于数 值模式对流发展概率集合预报的集成,提高了对流 降水的临近预报能力。本文利用发展 APEN 系统, 针对北京地区两次典型强弱天气背景下的对流降水 过程,进行了临近预报试验,取得了令人满意的结 果,显示出新系统在对流性降水临近预报中的优势 和应用潜力。

2 APEN 系统方法

短临预报过程中需要综合考虑已经发生的实 况、依赖数值模式对未来趋势进行预报,再根据预 报员对大气运动规律的认识和本地预报经验,做出 最终的判断。一般而言,对于0~2小时的短时临 近预报,预报员会根据降水系统过去一段时间内的 连续位置变化来外推其未来的位置,这种外推过程 虽然存在一定的"平流"误差,但在临近时段尤其 是0~1小时阶段,其平流误差相比于其他两类误 差几乎可以忽略。同时预报员会根据实况和预报以 及自身经验,来判断不同位置上对流系统的发展演 变情况,如果预测某位置上对流将进一步增强,则 会有意识的在外推降水的基础上进一步扩大降水 量,在对流减弱的位置上,也会对降水做弱化调 整,当预测某些位置上可能会产生新的对流单体, 还会在这些位置上凭空"生"出降水来(王改利和 刘黎平, 2007; 俞小鼎, 2013)。可见, 上述决策 是一个非线性的、包含模糊逻辑判断的过程。 APEN系统的设计目标就是尽量模仿预报员的主观 判断,通过模糊逻辑方法把不确定性进行客观化的 一个过程。

APEN系统是基于国外先进的短临预报技术和 思想,而发展出的一种新的临近预报方法。奥地利 气象局发展的最新的临近预报算法提出了利用数值 预报提供的对流诊断来提供对流系统发展的背景条 件,并利用该信息建立对流系统发展的经验模型。 本文在上述工作基础上(1)利用模糊逻辑算法定 量的计算了对流新生、发展和减弱的概率;(2)针 对对流发展的判断指标采用集合预报方法,根据集 合预报结果, 合理地确定对流发展指标的权重和阈 值,形成对流降水调整的定量预报方法,而前人的 工作主要是对流降水调整的定性的经验模型;(3) 本文创新性的提出了自适应的降水临近预报方法, 主要是考虑降水调整系数与概率强度、空间尺度以 及已有降水强度的关系,根据临近预报的检验结 果,动态的改变降水调整系数。该方法随着样本预 报数量的增加,其降水调整的系数以及相应的对流 发展指标的权重和阈值更加客观和合理,具有自适 应的特点。

2.1 RMAPS-IN 系统介绍

RMAPS-IN (Rapid-refresh Multi-scale Analysis and Prediction System — Integration) 是北京市气象

局RMAPS 数值模式系统中的集成子模块,其核心 是引进奥地利气象和地球物理中央研究院的INCA (Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis System 复杂分析集成临近预报)系统 (Haiden et al., 2011), 该系统由北京城市气象研究 所牵头进行了本地化开发。RMAPS-IN在2016年 开始在北京市气象局进行业务化运行。RMAPS-IN 系统的输出包括了分析和预报两类产品,产品更新 频次为10分钟,其中RMAPS-IN的降水模块由分 析、临近预报和权重混合3个部分组成。分析降水 量(简称 PA)是由融合雷达 QPE 和地面自动站得 到的1小时累积降水量,本文的研究中将PA作为 降水实况参考。0~2h的降水场是基于之前若干次 连续降水场交叉相关后,形成的拉格朗日外推场, 进行临近预报后获得;而在2~6h阶段,由外推降 水预报与模式降水预报场,进行权重融合后形成降 水的预报场;而6h以上则由数值预报降水场,进 行动力降尺度到1km分辨率地形后形成。

RMAPS-IN系统输出的分析结果,包含了每 10分钟更新的多种对流诊断因子,其中挑选进入 APEN系统的诊断因子如表1所示。

2.2 APEN系统业务流程

APEN系统对流性降水临近预报的步骤如下: (1)利用 RMAPS-IN 系统的地面过去1小时累积 PA,通过2000米高度的U,V风进行线性外推, 获得未来第15分钟的1小时降水量预报(PE,这 里是指未来第15分钟这一时刻对应的过去1小时的 累积降水预报);(2)利用 RMAPS-IN 对流诊断场, 确定对流区域;(3)在对流区域内,利用多个对流 诊断因子,通过模糊逻辑算法,计算对流新生、增 强、减弱的概率;(4)通过对模糊逻辑算法中诊断 因子的阈值和权重进行扰动,制作对流发展概率的 集合预报,形成对流发展集合概率;(5)根据对流 发展集合概率,采用专家经验针对对流发展的不同 形态(新生、增强、减弱)进行对流性降水调整, 形成新的未来第15分钟降水预报(PN);(6)以此 类推,形成0~120分钟内15分钟间隔的1小时累积 降水预报。APEN系统的整个业务流程如图1所示。

表1 APEN系统中使用的RMAPS-IN的对流诊断因子 Table 1 RMAPS-IN convection diagnostic factors in APEN system

e			
诊断因子名称	说明	空间分辨率	更新频率
CAPE	对流有效位能	$1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$	10分钟
MCONV	地面水汽通量辐合	$1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$	10分钟
DIFF_MCONV	过去30分钟地面水汽通量	$1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$	10分钟
	辐合变化		
TR-TSFC	对流温度与地面温度差	$1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$	10分钟
DIFF_TR	过去30分钟对流温度变化	$1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$	10分钟
DV	地面散度	$1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$	10分钟



图1 APEN (adaptive precipitation ensemble nowcasting) 系统技术路线图

Fig.1 Technical roadmap of APEN(adaptive precipitation ensemble nowcasting)system

在上述过程中,对于对流性降水的调整过程中 考虑了降水系统的空间尺度、形状分布以及降水强 度等因子,且在0~120分钟每一次外推预报调整 过程中都会根据上述因素自动计算所需调整的比 例。因此,这里的对流性降水调整是一种动态的、 自适应的调整。同时考虑到实时业务中,每15分 钟就会进行未来0~120分钟的降水预报,因此, 用过去30分钟的实况降水来检验预报效果,其检 验结果将用于动态调整当前起报时刻所采用的降水 调整系数。

2.3 对流发展概率预报

2.3.1 对流过程诊断因子的阈值确定

APEN 系统中,采用对流诊断因子来计算对流 发展概率。在进入模糊逻辑算法前,需要统计每个 诊断因子对应不同对流发展状态(对流新生、增 强、减弱)的阈值。这里关键是寻找到对流新生、 对流增强和对流减弱的区域,实际过程中三类区域 往往是交织在一起的,即使采用人工判断的方法也 很难准确的区分三类区域。这里,为了能够以相对 客观的方法识别出三类区域,我们采用如下处理: (1) 首先,从RMAPS-IN 提供的地面 PA 中识别对 流降水事件,一次对流降水事件要求格点场中至少 有100个以上格点满足1小时累积降水量大于等于 15 mm; (2) 找到降水事件后,利用 2000 米高度 风场,对降水进行60分钟的线性外推,得到PE; (3) 比较 PE 和与 60 分钟后对应的 PA, 计算出降水 增加(包括从无到有)和减少的落区,并以此为依 据,判断对流新生、增强和减弱的区域。由于60 分钟的PE与PA之间存在空间位置误差, 使得不能 简单通过两个空间场的差场来获得格点上的降水差 值,以此来判断未来降水的增加或减少。为解决此 问题,我们应用了面向对象的空间检验办法(王国 荣等,2014),对PA和PE两个空间场中的降水对 象进行空间相似度计算,以此实现对象的匹配。具 体而言,我们首先在PE和PA中将1小时累积降水 量大于等于5mm的对象识别出来,然后采用对象 匹配和相似度计算的方法,为预报场中识别到的每 一个对象寻找到实况场中的最佳匹配。然后计算两 个对象对应的降水比率 (R_n) :

$$R_{\rm p} = \frac{\rm PA95 - \rm PE95}{\rm PE95} \times 100, \tag{1}$$

其中, PA95、PE95分别为匹配到实况降水对象和 预报降水对象(包含范围内格点降水样本)的95

百分位值,这里采用95百分位值代替对象包含范 围内格点上的最大降水量值来表示对象的最大降水 量,上述方法可有限地剔除无效或异常降水值引起 的误差。R_n表征了一对匹配的降水对象中,PA与 PE之间的关系,当R_p≥15,定义该降水对象为增 强降水对象,当R₂≤-15,定义该降水对象为减弱 降水对象,对流新生的对象被定义为PA中存在的 小尺度对象 (通过识别对象的面积来确定), 但在 PE中无法找到任何一个对象与该对象存在相交, 则这样的对象被认为是在降水发展过程中新生出来 的。上述三类区域确定后,其所包含的格点作为因 子阈值的统计样本。图2是利用北京地区2017年6 ~9月对流性降水过程统计8个诊断因子的阈值分 布情况。从图中可以看到三类不同情形下,各个诊 断因子并未呈现出明显的差异性,其可能的原因 有:(1)采用面向对象的方法仍然不能足够准确的 识别三类不同区域;(2)诊断因子是基于数值预报 得到的,这里的统计是建立在假设诊断场是准确情 景下进行的,但数值预报本身存在误差,考虑这种 误差后,使得问题变得异常复杂,因此统计结果很 大程度上依赖与数值预报的稳定性和准确性。鉴于 此问题已超出了本文所讨论的范围,本文将不再 赘述。

尽管如此,上述结果仍有两方面作用:(1)从 统计结果可知,采用0/1的二分类对诊断因子进行 分类(比如判定CAPE>100为对流增强,CAPE< 50为对流减弱)是不合理的。这也是APEN中引入 模糊逻辑以及对诊断因子进行阈值和权重扰动的集 合预报的原因。(2)虽然很难明显的划分出三类不 同的对流状态下诊断因子的阈值差别,但是上述结 果有助于确定各个因子之间的相对重要性。比如 CAPE、MCONV(地面水汽通量辐合)、DV、TR-TSFC四个因子相对于其他而言,在三类不同状态 下体现出了更加清晰的差别。因此,在判断对流状 态过程中应该更多考虑上述四个因子,换言之,应 赋予更大的权重。此外,在考虑计算对流发展概率 时,也需要从对流发展的动力、热力和水汽三个条 件进行综合考虑。比如CAPE、TR-TSFC因子属于 热力学因子, DV属于动力学因子, MCONV则属 于反映动力和水汽的综合因子。因此,综合考虑因 子的物理意义及其在三种对流状态下的差异显著程 度,选择表2所示的6个因子作为判断对流发展的 最终诊断因子。

每个诊断因子分配一个成员函数,成员函数的 作用是设定概率计算的模板,成员函数是由公式

(2) 定义的一个高斯函数,
$$f(x) = a e^{-(x-b)^2/2c^2},$$
(2)

式中, a、b与c为常数, 且a>0。通过控制高斯函



图2 对流新生、增强和减弱三类情况对应的诊断因子阈值统计。DIFF_CAPE、DIFF_DV分别为过去30分钟内对流有效位能变化和地面散 度变化

Fig. 2 Diagnostic factors thresholds for convection initiation, growth and dissipation. DIFF_CAPE and DIFF_DV are the changes of convective effective potential energy and ground divergence in the past 30 minutes, respectively

表2 对法	充增强集合概率对应的阈值及权重	重设置		
Table 2 Threshold, weight and their perturbations for convection growth ensemble probability				
诊断因子	阈值	阈值扰动	权重	权重扰动
CAPE	P25=30,P75=250	P75∈[250,300,5]	2	W∈[1,2]
MCONV	P25=50,P75=350	P75∈[300,500,5]	2	W∈[1,2]
DIFF_MCONV	P25=0,P75=100	P75∈[80,150,5]	1	W∈[1,2,3]
TR-TSFC	P25=-2,P75=1	P25∈[-1,-4,-0.5]	2	W∈[1,2,3]
DIFF_TR	P25=-1.5,P75=1.5	P25∈[-0.5,-4,-0.5]	1	W∈[1,2]
DV	P25=-35,P75=0	P25∈[-60,-25,-5]	2	W∈[1,2,3]

注: P25、P75分别为诊断因子第25和第75百分位对应的数值,W为权重值,W∈[1,2,3]表示权重值为1、2、3中任意一个数

数中的系数来确定成员函数的分布。这里,我们 设定a=1, b、c由诊断因子的阈值确定, 其中参 数b为诊断因子P75(第75百分位)的值,参数c 为P75和P25之差。成员函数的输出结果是一个 0~1的具体数值,数值越接近1,代表可能性越 大: 数值越接近0, 代表可能性越小。由于不同 的因子的量值与其发生概率的关系存在显著的差 别。为此,我们相应设计了不同因子的基于百分 位扰动计算对流概率的方案。如以表2所示的对 流增强概率为例, CAPE 值越大, 越有利于对流 增强。默认情况下,当P75=250且CAPE=250 时, 对流增强概率为1; 当P75=300时且CAPE= 250时,对流增强概率<1。因此,可以通过扰动 P75来控制概率值接近1的程度,P75值越大,表 示相同的CAPE对应对流增强的概率越小。相反 的, DV(地面散度)越小, 越有利于对流的增 强。默认情况下,当P25=-35时且DV=-35时, 对流增强概率为1,当P25=-60且DV=-35时, 对流增强概率<1。因此,P25 值越小,表示相同

的 DV 下,对流增强的概率越小。因此,对于随着值越大,对应概率越大的参数(如 CAPE),通过扰动 P75 来控制概率大小,对于值越小,概率越大的参数(如 DV),通过扰动 P25 来控制概率大小。

需要指出的是:对于对流减弱和对流新生情况,上述公式依然适用,只是对流减弱和新生情况下,诊断因子阈值需要设定不同的数值,b、c系数的值仍然由对应因子的P75和P25来确定。依据此方法,每个诊断因子都会形成适合自己的成员函数(图3)。此外,由于每个诊断因子的相对重要性是不同的,因此其权重也是不同的。最终对流增强综合概率由多个成员函数输出结果根据权重综合而成:

$$P = \frac{\sum_{i=1}^{n}}{\sum_{i=1}^{n} w_{i}},$$
 (3)

上式中, *P*为对流增强综合概率, *n*为诊断因子个数, *a_i*为第*i*个诊断因子成员函数计算得到的概率, *w_i*为第*i*个诊断因子所占的权重。



图3 集合成员诊断因子模糊逻辑成员函数(红色线条为默认阈值对应的成员函数,灰色线条为16个集合成员分别对应的成员函数): (a) CAPE;(b) MCONV;(c) DIFF_MCONV;(d) TR-TSFC;(e) DIFF_TR;(f) DV

Fig.3 Member functions of analysis factors for ensemble members (red line is the member function for default threshold, gray lines are the member functions of ensemble member): (a) CAPE; (b) MCONV; (c) DIFF_MCONV; (d) TR-TSFC; (e) DIFF_TR; (f) DV

2.3.3 集合概率预报

诊断因子阈值和权重的合理性直接决定了对流 发展概率的结果。从对流诊断因子的阈值统计来 看,三种对流发展状态对应的阈值没有特别清晰的 界限,因此诊断因子的一个确定阈值经常在某些情 况下能较好反映对流发展的趋势,而在另一些情况 下则失效。为了克服这种不确定性和不稳定性,我 们通过扰动诊断因子的阈值以及各诊断因子之间的 相对权重,形成不同阈值和权重搭配下的集合概率 预报。表2为APEN系统中对于对流增加概率计算 时集合成员所采用的诊断因子和权重分配。APEN 采用16个集合成员,每个成员采用的阈值和权重 在扰动范围内随机生成。以表2中CAPE为例,默 认的成员函数如图3a中红色线条所示,然后扰动 P75的值, 使其为250~300之间以5为间隔的随机 数,这样随机产生的16个集合成员对应的成员函 数见图3a中灰色线条。图3显示了APEN挑选的6 个诊断因子在16个集合成员的成员函数。对流发 展集合概率定义为16个集合成员获得的16个概率 预报的中值。

上述诊断因子的权重初始设定为1、2、3 三 级。为了减小集合成员权重设定中的主观性,我们 进行了权重设定的敏感性试验,根据敏感性试验的 结果,初步将权重系数分为上述三个等级;在此基 础上,APEN中引入了集合成员权重的扰动试验, 通过扰动试验的结果分析,诊断分析了不同的集合 成员数以及权重取值方法对集合结果的影响程度, 据此进一步细致地确定了集合成员的权重系数。此 外,对于集合成员数的选择,我们也作了大量的敏 感性试验。比如利用典型个例比较了16、32和64 个成员的集合预报结果,敏感性试验结果表明:对 流概率计算结果并没有因为集合成员数的增加而产 生明显的变化,考虑到该方法在临近预报中运行效 率,最终采用了16个成员进行集合。

2.3.4 对流触发、增强和减弱的判定

如上所述,通过模糊逻辑算法计算得到对流新 生、增强和减弱的集合概率。集合概率是一个数值 在0~1之间的二维格点场。每个空间格点上对流 新生、增强和减弱的判断条件如表3所述。

需要指出的是,三种概率的计算都是根据各自 的阈值和权重计算得到,然后按照表3的方式最终 确定每个格点上对流发展状态。事实上,如果一个 格点上存在高的对流增强概率,一般说来其对流减 表3 对流新生、增强和减弱的判断条件

Table 3Conditions of convection initiation, growth, anddissipation

判断条件
对流新生集合概率≥0.7,PE在该格点上没有降水
对流增强集合概率≥0.7,对流增强集合概率大于对流减弱集合概率,PE该格点上降水大于3 mm h ⁻¹
对流减弱集合概率≥0.7,对流减弱集合概率大于对流增强集合概率,PE该格点上降水大于5mmh ⁻¹

弱概率就会很低,但也的确存在个别奇异点,同时 存在较高的对流增强和减弱概率,这时我们根据其 空间上相邻点的概率计算结果进行匹配,调整其阈 值和权重,重新计算对流发展概率。

2.4 对流降水调整

当对流新生、增强和减弱区域确定后,这些区 域内的降水应该在简单外推基础上如何进行调整就 成为关键。在PE上经过对流降水调整就得到PN。 2.4.1 对流新生情况下的降水调整

在对流触发情形下降水的调整实际上是要估计 触发的对流应该产生多少降水。借鉴 Haiden and Steinheimer (2008) 的方法,本文采用一个高斯函 数模拟一个风暴从初生到消亡过程中降水量的演 变。王国荣和王令(2013)对北京地区短时强降水 事件的统计分析表明,绝大部分的短时强降水过程 持续时间在30分钟左右,韩雷等(2009)利用雷 达资料对京津冀地区的对流风暴进行统计,结果表 明85%以上的对流风暴生命维持时间在不足30分 钟。因此,本文假设是一个典型的风暴从初生到发 展到成熟阶段大概需要45分钟左右,在此阶段内 其对应的降水率将持续增加,达到最大降水量 (P_{max})。在初始阶段,比如风暴生命史的前15分钟 (T0=15 min) 其对应降水量为最大降水量的33% 左右,因此,通过Pmax和T0两个参数控制对流新 生情况下需要增加的降水量。在 Haiden and Steinheimer (2008) 的方法中 P_{max} 通过 $Q\sqrt{\text{CAPE}}$ 来计算,其中Q为比湿。但是通过对 CAPE 的统 计和大量个例的人工检查,发现 CAPE 场的分布 和降水分析场总是存在一定的落区偏差。由于 $Q\sqrt{\text{CAPE}}$ 的不合理,使得计算的 P_{max} 不准。为解决 此问题,我们通过以下步骤来获取P_{max}。首先,对 于一个特定的网格点,计算其周围20km范围内出 现的最大降水量Imax,并根据公式(4)计算最大降 No. 4 WANG Guorong et al. A New Method of Adaptive Convective Precipitation Ensemble Nowcasting Based on the ... 903

水量格点和当前给定格点上 $Q\sqrt{\text{CAPE}}$ 的比率r,最终该格点上 P_{max} 为 I_{max} 和r的乘积:

$$r = \frac{Q_{\rm g}\sqrt{\rm CAPE_{\rm g}}}{Q_{\rm m}\sqrt{\rm CAPE_{\rm m}}},\tag{4}$$

$$P_{\max} = I_{\max} \times r, \qquad (5)$$

上式中, Q_g 为当前网格点上的比湿,CAPE_g为当前网格点上的CAPE, CAPE_m分别为出现的最大降水量 I_{max} 对应网格点上的比湿和 CAPE。

2.4.2 对流增强、减弱降水调整

和对流新生的降水调整不同,对流增强或减弱 过程中的调整不需要估计 P_{max} ,只需要在PE基础上 作用一个增长因子 (F_{G})或减弱因子(F_{D})即可。这 里的关键就是如何确定 $F_{G}(F_{D})$ 。根据实际预报经 验, $F_{G}(F_{D})$ 由以下公式决定:

$$F_{\rm G} = 1.0 + \frac{P_{\rm G} - T_{\rm G}}{1.0 - T_{\rm G}} \cdot A_{\rm G}, \qquad (6)$$

$$F_{\rm D} = 1.0 + \frac{P_{\rm D} - T_{\rm D}}{1.0 - T_{\rm D}} \cdot A_{\rm D}, \qquad (7)$$

式中, $F_{G}(F_{D})$ 为增长(減弱)因子, $P_{G}(P_{D})$ 为对 流增强(減弱)概率, $T_{G}(T_{D})$ 为对流增强(減弱) 的概率阈值, $A_{G}(A_{D})$ 为对流增强(減弱)动态调 整系数。比如,一个特定的格点上, $A_{G} = 0.8, P_{G} =$ 0.85, T_{G} 为固定值0.7,因此 $F_{G} = 1.4$,表示调整的 降水量为PE的40%,调整后的降水PN=1.4×PE。 如果 $A_{D} = -0.8$, $P_{D} = 0.85$, $T_{D} = 0.7$,则 $F_{D} = 0.6$, 表明PN=0.6×PE。 A_{G}, A_{D} 动态改变,其中 $A_{G} > 0$, 且 A_{G} 最大值不超过1.5, $A_{D} < 0$,且 A_{D} 最大为-0.1。 A_{G} 、 A_{D} 的确定主要考虑与以下两方面的关系: (1)与概率场空间尺度和强度的关系

Bellon and Zawadzki (1994) 指出降水系统的 可预报时长与降水系统本身的空间尺度有关。大量 研究也表明对流风暴的生命史与风暴尺度有密切的 关系 (Marsan et al., 1996; Schertzer et al., 1997; Seed et al., 1999)。简单来讲,就是空间尺度越大 的系统,其生命史越长,降水维持的时间也相对越 大。因此,一些短临降水预报系统甚至认为空间尺 度很小的对流系统不具有可预报性,通过滤波技术 直接排除其影响 (Seed, 2003; Turner et al., 2004)。 基于以上的认识,我们提出以下假设: (a) 对于对 流增强的区域,如果该区域空间尺度越大,则具备 更长的时间来维持对流增强;对于对流减弱区域, 其空间尺度越小,则对流越容易更快地衰减。(b) 对流增强概率越大,其增强的能力越强;对流减弱 概率越大,其减弱的能力越强。因此,计算一个最 大允许时长(AT)来定量的衡量对流增强或减弱 作用的影响时长,实际上该影响时长也是对流降水 调整的作用时长。以对流增强为例,AT计算办法 如下:对于一个网格点,计算其周围20×20 km区 域范围内概率超过给定阈值(0.7)的格点数量, 计算该格点数量占区域内总格点数量的比值,定义 为覆盖率(CR)。利用公式(8)计算AT:

$$AT = \begin{cases} 75 + \frac{P_{\rm G} - T_{\rm G}}{1.0 - T_{\rm G}} \times 30 & (\rm CR > 0.9) \\ 60 + \frac{P_{\rm G} - T_{\rm G}}{1.0 - T_{\rm G}} \times 30 & (0.6 < \rm CR \le 0.9) \\ 45 + \frac{P_{\rm G} - T_{\rm G}}{1.0 - T_{\rm G}} \times 30 & (0.3 < \rm CR \le 0.6) \end{cases}$$
(8)
$$30 + \frac{P_{\rm G} - T_{\rm G}}{1.0 - T_{\rm G}} \times 30 & (0.1 < \rm CR \le 0.3) \\ 30 & (\rm CR \le 0.1) \end{cases}$$

可以看到,对于单个格点,CR越大,表示该 格点被更大面积的对流增强区域包围,因此对流增 强的最大时长越大。这里设定最大的增长时长可以 到达105分钟。CR越小,表示该格点周围对流增 强的潜势区域越小,允许该格点上对流增长的时长 也越小,最小的AT设置为30分钟。类似的,对流 减弱也有最大允许时长,不同的是对流减弱时的 AT最大可达120分钟。上述AT值设定参考依据主 要是京津及邻近地区暖季强对流风暴的气候分布特 征(韩雷等,2009)和北京地区夏季短时强降水的 实况分布统计特征(王国荣和王令,2013)。

(2) 与外推降水预报强度的关系

通常的经验,我们认为 $A_{\rm G}$ 、 $A_{\rm D}$ 也与降水强度本身有关。因为 $A_{\rm G}$, $A_{\rm D}$ 是作用在前一个降水量的PE基础上,因此当PE很大时考虑减弱 $A_{\rm G}(A_{\rm D})$,而PE较小时可以适当扩大 $A_{\rm G}(A_{\rm D})$ 。采用高斯函数计算一个系数,利用该系数来调整 $A_{\rm G}(A_{\rm D})$ 。系数的计算采用公式 $y = 0.9 + e^{-0.15 \times x} + 0.1$,其中x是过去1小时累积降水,y为调整系数,该调整系数与 $A_{\rm G}(A_{\rm D})$ 本身相乘形成新的 $A_{\rm G}(A_{\rm D})$ 。

因此,在降水调整过程中A_G、A_D不是固定的, 每个时间步长(如15分钟),都自动进行调整。此 外,在进行降水预报过程中,引入了动态检验机 制,每次制作新的预报前,都会对过去30分钟内 实况降水和APEN预报降水进行检验。查看降水调 整是否过度或不足。然后根据检验结果对本次预报 中所采用的调整系数A_G、A_D进行相应的修正。上 述过程是的APEN系统具备"自适应"能力,更加 符合实际业务的应用。

3 北京地区两次强弱对流过程的临近 预报效果检验

对流系统的发生、发展不仅与大气环流形势及 演变、大气层结状况及中尺度热动力等多尺度天气 过程密切相关;同时也与地形、边界层结构、陆面 过程等区域特征有关。鉴于本研究的临近预报系统 主要针对的是北京地区,系统中对流诊断因子的选 取以及权重系数的设置都以北京地区的对流性降水 为预报对象进行系统性调试。因此,本文的临近预 报系统充分拟合了北京地区对流性降水的区域特征, 也主要适用于北京地区的对流性降水临近预报。

为了检验我们发展的基于数值模式诊断自适应 的对流性降水临近集合预报方法,我们选择了北京 地区的两次典型降水过程进行了临近集合预报试 验。一次是北京典型的强降水过程一暖区降水;另 一次是发生在弱天气背景下的局地对流降水过程。 这两个个例的选取,在一定程度上表征了北京对流 降水过程的典型特征,具有一定的代表性,可作为 检验APEN的典型个例。

3.1 2016年7月19~20日暖区强降水过程的临近 预报试验

3.1.1 2016年7月19~20日暖区强降水过程介绍

受低涡系统影响,2016年7月19日01时(北京时,下同)至20日08时北京市出现了近年来最强的降雨过程。监测显示,19日01时至21日06时,全市雨量监测站平均雨量达210.7 mm,城区平均274.0 mm,西南259.6 mm,东南217.7 mm,西北198.3 mm,东北139.7 mm。其中,最大降雨量出现在门头沟东山村,达453.2 mm;有359个雨量监测站超过100 mm,123站超过250 mm,4站超过400 mm。

此次降雨不仅是近年来的最强降雨,多个站点的日雨量更是打破有气象记录的极值。19日20时 至20日20时,北京霞云岭、大兴、房山、观象 台、丰台、石景山、海淀、朝阳、门头沟均已打破 历史单日降水纪录。总体而言,北京此次降雨过程 雨量已超过2012年"7.21"特大暴雨。此次过程全 市平均雨量达210.7 mm,"7.21"时为170 mm;同 时,此次持续时间近50个小时,"7.21"持续20个 小时,并且强降雨集中在傍晚至夜间的几个小时 里;此次最大小时雨强56.8 mm h⁻¹,也小于 "7.21"时的100.3 mm h⁻¹。总之,此次降雨雨量 大、降水持续时间长、影响范围广、社会关注度 高,雨势相对平缓,对增加水库蓄水和净化空气非 常有利,共形成水资源总量33亿立方米。

3.1.2 2016年7月19~20日暖区强降水过程的天 气学分析

从雷达回波的演变发展来看,北京地区降雨过 程有明显的阶段特征。降水过程可分为3个阶段: (1)槽前降雨阶段(18日17时至19日14时),北 京地区出现中到大雨,主要表现为高空槽前局地对 流强降水;(2)低涡外围螺旋雨带持续性降水(19 日15时至20日12时),北京多站次出现大暴雨, 雨势相对平缓,对流相对较弱;(3)低涡中心附近 窄带弱对流降水,这一阶段是北京地区降水的结束 阶段(雷蕾等,2017)。从20日08时的实况中尺度 分析(图4)可以看到:对流层低层存在低涡、低 槽,地面有黄河气旋的发展,中低空存在急流,对 流层至低层均为接近饱和湿区。因此高低空的环流 和天气系统配置非常好,具有环流和天气系统"锁 相"的特征,是北京地区极为典型的暴雨过程。

本文着重分析的时刻是2016年7月19日08 时,尚处于本次降水的第一个降水阶段。选择此时





刻作为 APEN 预报起始时刻,主要基于如下的考虑:(1)该时刻降水主要为对流性降水;(2)该时刻主要降水系统仍位于北京以南地区,但是系统前部暖区中激发出新的对流,使得北京地区本地局地

触发出新的对流单体;此类对流系统由于有局地触发,发展快,组织化强且很难预判其发展趋势,使得其短临预报难度极大,对预报员是非常大的考验。 图5显示了2016年7月19日08时到7月19日



Fig.5 Evolution of radar echo of convection system during 0800 BJT-1000 BJT 19 Jul 2016

10时每间隔30分钟的雷达回波演变情况。可以看 到回波沿着东南暖湿气流向西西北方向移动,移动 过程中在海淀和延庆交界处不断有新的对流回波被 触发,使得30分钟后回波面积明显增大,与此 同时回波的强度总体上呈减弱趋势。2016年7月 19日08时 RMAPS-IN 分析场给出的多个对流诊 断因子的空间分布(图6),可以看到 CAPE 和 DIFF_CAPE 的大值区主要分布在北京西部和北



图6 2016年7月19日08时RMAPS-IN对流诊断因子空间分布,黑色等值线为对应时刻1小时降水量(单位: mm) Fig.6 Spatial distributions of convective diagnosis factors at 0800 BJT 19 Jul 2016 from RMAPS-IN. Black contours show 1-h precipitation (units: mm)

部的外边界地区,北京大部分区域内 CAPE 值都 非常小,这表明总体上北京地区的有利于对流发 展的热力动力条件并不理想,但是在此大背景 下,与 CAPE 的空间分布不同,MCONV 及其 30 分钟内的变化(DIFF_MCONV)体现出明显的小 尺度特征,与已经产生降水的地区伴随的是周围 出现多个尺度在 10~20 km 左右的水汽通量辐合 辐散中心,同样的在地面辐散场(DV)上也表 现出类似的特征。这些来自 RMAPS-IN 提供的小 尺度诊断特征提供了预判对流发展演变的重要 依据。

3.1.3 2016年7月19~20日暖区强降水过程的临 近预报试验

如上所述,我们以2016年7月19日00时为初始时刻,运行 APEN系统,通过比较 APEN和 RMAPS-IN 未来 0~120分钟的降水预报来检验 APEN的效果。

APEN采用的对流诊断因子及其权重配置见表 2。通过APEN 16个集合成员的模糊逻辑算法计算 得到2016年7月19日08时的对流初生、加强和减 弱三种发展状态的集合概率(如图7所示)。利用 该概率分布,我们进行未来120分钟间隔15分钟的 降水外推预报和降水调整,最终得到的降水预报结 果如图8。图8中对比00时和15分钟后可以看到在 原有PE基础上增加了许多新增的弱降水,这些新 增的降水就来自对流新生降水调整得到的,此后这 些新增的降水会继续随引导气流移动,并进一步发 展演变。同时原有的降水在向西向北缓慢移动过程 中,总体上逐渐减弱,这是由于该时刻热力动力条 件总体上有利于对流的减弱(图7b),但是该移动 路径上仍然存在多个局地对流发展高概率区,当降 水经过这些区域时通过降水调整,使得降水进一 步加强,因此我们可以看到从第75分钟后开始, 位于延庆地区的一个局地对流系统再次加强,对 应的降水也增强。虽然对比每15分钟的降水预 报,降水的加强减弱区域与实际对流(雷达反射 率)的增加减弱区域不是完全对应的,但是依然 较好的反映除了对流发展演变的总体趋势和局部 特征。

通过对比APEN和北京市气象局目前业务运行的RMAPS-IN系统提供的1小时和2小时降水预报 (RMAPS-IN系统只能提供未来逐1小时的降水预 报,因此无法对每15分钟间隔的预报进行对比), 可以更加清晰地看到,考虑对流发展演变后降水 的预报要明显更加接近实况。从图9对比可以看 到,虽然APEN和RMAPS-IN的降水预报相比实 况,降水区域都要明显缩小,但是APEN的降水 落区分布要与实况更加接近,更重要的是降水强 度的变化,APEN系统将对流总体减弱趋势很好 的表现了出来,因此120分钟后最大降水强度明 显弱于起报时刻,但是RMAPS-IN系统由于没有 考虑对流发展演变的效应,其降水强度始终维持 预报起始时刻的强度,因此120分钟后与实况雨 强存在明显差别。



图7 对流初生、加强和减弱集合概率: (a) 对流新生; (b) 对流加强; (c) 对流减弱

Fig.7 Ensemble probability of convection initiation, growth and dissipation: (a) Initiation; (b) growth; (c) dissipation



图 8 0~120分钟每15分钟间隔的降水量预报结果 Fig. 8 Precipitation nowcasting for 0-120 minutes at 15-min interval

3.2 2018年6月3日弱环境背景下局地弱降水过程 的临近预报试验

3.2.1 2018年6月3日局地弱降水过程的天气学 分析

6月3日08时,蒙古低涡进入我国内蒙北部地区,北京处于蒙古低涡的底部。500 hPa和700 hPa 的高空槽位于河北西部地区,北京处于槽前偏南气 流控制。地面为锋面气旋南侧,冷锋正在过境北京 (图10a)。从影响系统来看,低涡低槽配合低空切 变系统是本次局地对流天气的主要影响系统,地面 锋面过境作为对流触发的触发机制,造成了本次的 局地对流天气。从水汽条件来看,本次过程的大气 水汽主要集中在中高层,6月3日08时欧洲中期天 气预报中心(ECMWF)数值预报给出的700 hPa 相对湿度场上有一条与冷锋配合的狭长高值区(图 10b),850 hPa以下水汽条件较差(图略),本市处 于冷涡的南侧,涡后有弱冷空气活动,热力不稳定 情况一般。在此弱背景条件下,北京地区午后出现 局部零散的对流性降水,短时对流活动较强,但水 汽条件较差,总体降水强度较弱。



图 9 2016 年 7 月 19 日 08 时 APEN 降水预报与 RMAPS-IN 降水预报对比: (a) 60 分钟后实况雨量; (b) 120 分钟后实况雨量; (c) APEN 预报 60 分钟雨量; (d) APEN 预报 120 分钟雨量; (e) RMAPS-IN 60 分钟雨量; (f) RMAPS-IN 120 分钟雨量

Fig. 9 Comparison of precipitation nowcasting between APEN and RMAPS-IN systems at 0800 BJT 19 Jun 2016: (a) Observed rainfall in 60 minutes; (b) observed rainfall in 120 minutes; (c) 60-min nowcasting from APEN; (d) 120-min nowcasting from APEN; (e) 60-min nowcasting from RMAPS-IN; (f) 120-min nowcasting from RMAPS-IN



图 10 2018年6月3日08时欧洲中期天气预报中心(ECMWF)零时刻(a)海平面气压场和(b)700 hPa相对湿度场 Fig.10 (a) Sea level pressure and (b) relative humidity at 700 hPa from ECMWF forecast at 0800 BJT 3 Jun 2018

2018年6月3日08时30分(图11a)北京西 南部的房山地区有两个对流单体(单体1和单体 2),对流单体在向东快速移动的过程中,单体1 迅速减弱,到09时(图11c)单体1已经减弱成 非对流性回波,同时单体2在此过程中却不断发 展加强,并于此时刻达到最强。此后,单体2也 在东移过程中快速减弱,同时在房山西南角有新 生对流单体(图11d中单体3),单体3在新生后 加强发展,分裂成两个孤立的对流单体(图11e 单体3和单体4),并在新生后的30分钟后(图

909



图 11 2018 年 6 月 3 日 08 时 30 分至 10 时雷达波回演变 Fig. 11 Radar echo evolution from 0830 BJT to 1000 BJT 3 Jun 2018

11f)达到最大强度。单体2在总体减弱过程中, 又经历了一个短暂的(大约12分钟)的加强, 此后快速减弱为非对流回波。上述过程中(共90 分钟),展现了弱环境背景条件下,局地对流不 断新生、快速发展后又快速减弱的完整过程。这 个对流状态的快速转变给短临预报带来了极大的 挑战。尤其是在整体不利于对流发展的大环境 下,在房山西南部地区不断有对流被触发和加 强,预报员仅通过监测雷达回波的演变很难提前 做出准确预判。

3.2.2 2018年6月3日弱环境背景下局地弱降水过 程的临近预报试验

在2018年6月3日09时应用APEN系统进行临 近降水预报,可以看到北京西部存在一条西南一东 北走线的水汽通量辐合带,该辐合带非常狭窄,最 强辐合中心正好位于与降水对应的房山地区(图 12a)。该水汽通量辐合带正好对应正在过境的锋面 (图10a)。对流新生集合概率(图12b)显示上述 辐合带对应了对流新生高概率区域。对流减弱的集 合概率(图12c)表明此时刻除上述对流新生和加 强(图略)的高概率区域外,其余区域都是显著的 对流减弱高概率区。因此,弱背景条件下,小股冷 空气过境时局地气象要素的变化在 RMAPS-IN 的 对流诊断因子中得到了很好的反映,这些细节特征 不易被预报员发现和重视,但是对对流的发展演变 却起到决定性作用。

APEN的降水预报显示,图13b中红色圆圈标识的区域就是由于对流新生产生新的降水,并随着系统东移演变的结果。相比而言,左侧 红圈的降水明显更强,正是来自于对流在房山地区新生后进一步将强的结果。总体上降水在东移过程中快速减弱,在一些局部区域降水减弱速度更慢甚至出现短暂加强,如图13c中红圈所示地区位置的降水中心正好对应图11中的对流单体2,该单体在该位置附近经历了短暂的加强后才迅速减弱。对比RMAPS-IN的60分钟后降水预报(图13d),APEN将对流在房山地区新生,然后局地加强,东移减弱的整个过程很好的体现出来,而RMAPS-IN的预报无法体现上述细节。



图12 2018年6月3日09时RMAPS-IN对流诊断因子及对流发展集合概率: (a) 水汽通量散度; (b) 对流新生集合概率; (c) 对流减弱集合概率 Fig. 12 Convective diagnosis factors from RMAPS-IN system and ensemble convection probability at 0900 BJT 3 Jun 2018: (a) Water vapor divergence; (b) ensemble probability of convection initiation; (c) ensemble probability of convection dissipation



图 13 2018 年 6 月 3 日 APEN 降水预报与 RMAPS-IN 降水预报对比: (a) 09 时分析降水量; (b) APEN 30 分钟降水预报; (c) APEN 60 分 钟降水预报; (d) RMAPS-IN 60 分钟降水预报

Fig.13 Comparison of precipitation nowcasting between APEN and RMAPS-IN systems on 3 Jun 2018: (a) Analysis precipitation at 0900 BJT; (b) 30-min nowcasting with APEN; (c) 60-min nowcasting with APEN; (d) 60-min nowcasting with RMAPS-IN

4 结论和讨论

局地触发及组织化发展中尺度对流系统的生消 演变以及其降水过程目前仍然是精细化天气短临预 报的核心和难题。近年来,随着云分辨尺度数值模 式的发展,特别是多源观测资料的丰富以及资料融 合同化技术的逐步成熟,发展和构造一种新的对流 性降水的临近预报方法已成为提高其临近预报水平 的关键途径。本文基于雷达外推预报技术、专家系 统以及快速循环更新的高分辨数值模式系统,发展 和构造了一种适合北京地区的基于数值模式诊断自 适应的对流性降水临近集合预报新方法。在此基础 上,应用此新方法,针对北京两次强弱降水过程, 进行了临近预报试验,发现其对上述两次降水过程 的临近预报均有明显的改进。本文的主要创新点和 结论叙述如下:

(1)基于雷达资料外推、专家系统以及快速循环同化高分辨数值模式的有效集成思路,发展和构造了一种基于数值模式诊断自适应的对流性降水临近集合预报新方法。该方法在数值模式输出的对流信息的诊断基础上,对临近时段内对流发展潜势做出预判;然后通过对诊断因子阈值和权重进行扰动,形成对流发展集合概率;再次,根据本地对流风暴统计特征以及主观预报经验,对外推降水预报进行对应调整,最终获得综合考虑对流发展演变效应的对流性降水临近预报。

(2)数值模式(RMAPS-IN)提供的快速更新的对流诊断因子,可以提供未来临近时段内对流发展的环境背景条件。研究发现:当前时刻的CAPE、MCONV以及DIFF_MCONV等多个诊断因子都与未来对流发展状态有很好的相关。因此,RMAPS-IN的快速更新模式输出产品可为预报短临时段内对流发展提供重要的依据。

(3)本文发展的模糊逻辑算法,可综合多个数 值模式诊断因子来构建综合概率,以克服上述诊断 因子在对流发展状态概率预测中的不确定性问题; 在此基础上,发展了基于对流初生、增强和减弱三 种发展状态的诊断因子阈值及其权重的扰动方法, 形成集合预报方案,获得了稳定可靠的对流发展集 合概率。

(4) 基于对流发展集合概率,进行不同对流发 展状态下的降水调整是本 APEN 系统的核心环节。 我们通过用高斯函数模拟风暴演变过程,将北京地 区对流风暴和短时强降水发展演变规律融合起来; 同时在降水调整中,综合考虑降水系统空间尺度和 强度等多种因素,初步实现了主观预报经验在 APEN系统中的应用。

(5)应用本文发展的对流性降水临近集合预报 新方法,针对北京地区的典型对流降水过程进行了 临近预报试验。结果表明:在强背景(典型的暴雨 环境)和弱背景条件下,APEN系统对流诊断因子 均能较好的反映北京地区的局地特征,基于对流发 展集合概率的降水调整能较好的体现对流发展演变 对降水的影响。比较该方法与北京市气象局业务系 统RMAPS-IN的预报效果,发现APEN系统无论在 降水区域,还是在降水强度方面,均能提供更接近 实际的预测效果,均优于北京市气象局业务系统 (RMAPS-IN)。

需要指出的是:尽管本研究发展的一种基于数 值模式诊断自适应的对流性降水临近集合预报新方 法,有效地集成了雷达资料外推、专家系统以及快 速循环同化高分辨数值模式产品,并在北京地区的 典型对流降水过程的临近预报试验中,取得了令人 满意的结果,但其距离业务应用,尚有一定的差 距,还需要有更多的个例进行分析和验证;同时对 流诊断因子的选择,阈值和权重的确定,还需要进 一步的调整和完善。此外, APEN 方法中采用对流 诊断信息来自 RMAPS-IN 系统,该系统在业务上 每间隔10分钟就会更新一次分析场,分析场中包 含了 APEN 算法中所采用的对流诊断因子,因此 RMAPS-IN提供的对流诊断因子是及时融合了实况 回波信息后并快速更新的结果,但是即使如此,有 时候仍然会出现 RMAPS-IN 对流诊断场与实况出 现较大差异,尤其是落区存在明显偏差等问题。为 了避免数值模式预报偏差带来的"负"作用, APEN 每次进行降水预报前,首先会做检验,诊断 的对流区域如果与实况降水区域出现明显的位置偏 差,则该时刻不启动APEN算法的步骤3和步骤4, 而是直接采用步骤5进行单纯外推。

今后的研究还需要将本文发展的对流性降水临 近预报新方法,在更多的区域进行调试和应用,如 开发华北地区或者长江流域的对流性降水临近预报 方法。同时,应用多源遥感资料,特别是偏振雷达 及卫星(如"葵花"和"风云4号")资料,进入 本系统的对流诊断因子库;以及采用大数据分析技 术,进行对流诊断因子的选择,阈值和权重的确 No. 4 WANG Guorong et al. A New Method of Adaptive Convective Precipitation Ensemble Nowcasting Based on the ... 913

定,将是本研究的可行方向。

4 期

致谢 在本研究过程中,中国气象局城市气象研究所陈明 轩、程丛兰两位老师提供了部分数据和技术支持,北京市气 象台雷蕾首席预报员帮助进行个例天气学分析,在此一并 致谢。

参考文献(References)

- Berenguer M, Corral C, Sanchez-Diezma R, et al. 2005. Hydrological validation of a radar-based nowcasting technique [J]. J. Hydrometeorol., 6(4): 532–549. doi:10.1175/JHM433.1
- Berenguer M, Sempere-Torres D, Pegram G G S. 2011. SBMcast—An ensemble nowcasting technique to assess the uncertainty in rainfall forecasts by Lagrangian extrapolation [J]. J. Hydrol., 404(3-4): 226–240. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.04.033
- Dixon M, Wiener G. 1993. TITAN: Thunderstorm identification, tracking, analysis, and nowcasting—A radar-based methodology [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 10(6): 785–797. doi:10.1175/1520-0426 (1993)010<0785:TTITAA>2.0.CO;2
- Bellon A, Zawadzki I. 1994. Forecasting of hourly accumulations of precipitation by optimal extrapolation of radar maps [J]. J. Hydrol. 157: 211–233. doi: 10.1016/0022-1694(94)90106-6
- Doswell III C A. 2001. Severe convective storms—An overview [M]// Doswell III C A. Severe Convective Storms. Boston, MA: American Meteorological Society, 1–26. doi:10.1007/978-1-935704-06-5_1
- Haiden T, Steinheimer M. 2008. Improved nowcasting of precipitation based on convective analysis fields [M]//Michaelides S. Precipitation: Advances in Measurement, Estimation and Prediction. Berlin, Heidelberg: Springer, 389–417. doi: 10.1007/978-3-540-77655-0_15
- Haiden T, Kann A, Wittmann C, et al. 2011. The integrated nowcasting through comprehensive analysis (INCA) system and its validation over the Eastern Alpine region [J]. Wea. Forecasting, 26: 166–183. doi:10.1175/2010WAF2222451.1
- 韩雷, 俞小鼎, 郑永光, 等. 2009. 京津及邻近地区暖季强对流风暴的 气候分布特征 [J]. 科学通报, 54(11): 1585-1590. Han Lei, Yu Xiaoding, Zheng Yongguang, et al. 2009. Statistic characteristics of severe convective storm during warm-season in the Beijing-Tianjin region and its vicinity [J]. Chinese Sci. Bull., 54(14): 2493-2498. doi:10.1007/s11434-009-0085-7
- 雷蕾,孙继松,何娜,等.2017. "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, 75(5):685-699. Lei Lei, Sun Jisong, He Na, et al. 2017. A study on the mechanism for the vortex system evolution and development during the torrential rain event in North China on 20 July 2016 [J]. Acta Meteorological Sinica, 75(5): 685-699. doi:10.11676/2017.054
- Marsan D, Schertzer D, Lovejoy S. 1996. Causal space-time multifractal processes: Predictability and forecasting rain fields [J]. Journal of Geophysical Research, 101(21D): 26333–26346. doi: 10. 1029/96JD01840

Mueller C, Saxen T, Roberts R, et al. 2003. NCAR auto-nowcast

system [J]. Wea. Forecasting, 18(4): 545-561. doi: 10.1175/1520-0434(2003)018<0545:NAS>2.0.CO;2

- Olsen B T, Korsholm U S, Petersen C, et al. 2015. On the performance of the new NWP nowcasting system at the Danish Meteorological Institute during a heavy rain period [J]. Meteor. Atmos. Phys., 127 (5): 519–535. doi:10.1007/s00703-015-0388-y
- Schertzer D, Lovejoy S, Schmitt F, et al. 1997. Multifractal cascade dynamics and turbulent intermittency [J]. Fractals, 5(3): 427–471. doi: 10.1142/s0218348x97000371
- Seed A W, Srikanthan R, Menabde M. 1999. A space and time model for design storm rainfall [J]. Journal of Geophysical Research, 104 (D24): 31623–31630. doi: 10.1029/1999jd900767
- Seed A W. 2003. A dynamic and spatial scaling approach to advection forecasting [J]. Journal of Applied Meteorology,42:381-388. doi: 10. 1175/1520-0450(2003)0422.0.CO;2
- Sun J Z, Xue M, Wilson J W, et al. 2014. Use of NWP for nowcasting convective precipitation: Recent progress and challenges [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 95(3): 409–426. doi: 10.1175/BAMS-D-11-00263.1
- 王改利, 刘黎平. 2007. 暴雨云团的多尺度识别方法及其在临近预报 中的应用 [J]. 大气科学, 31(3): 400-409. Wang Gaili, Liu Liping. 2007. A multiscale identifying algorithm for heavy rainfall and application in nowcasting [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31(3): 400-409. doi: 10.3878/j. issn. 1006-9895.2007.03.03
- 王国荣, 王令. 2013. 北京地区夏季短时强降水时空分布特征 [J]. 暴雨 灾害, 32(3): 276-279. Wang Guorong, Wang Ling. 2013.
 Temporal and spatial distribution of short-time heavy rain of Beijing in summer [J]. Torrential Rain and Disasters (in Chinese), 32(3): 276-279. doi:10.3969/j.issn.1004-9045.2013.03.012
- 王国荣, 陈敏, 由凤春, 等. 2014. 基于对象诊断的空间检验方法 (MODE) [J]. 气象科技, 42(4): 652-656. Wang Guorong, Chen Min, You Fengchun, et al. 2014. Method for object-based diagnostic evaluation and its application [J]. Meteor. Sci. Technol. (in Chinese), 42(4): 652-656. doi:10.3969/j.issn.1671-6345.2014.04.022
- Wilson J W, Megenhardt D L. 1997. Thunderstorm initiation, organization, and lifetime associated with Florida boundary layer convergence lines [J]. Mon. Wea. Rev., 125(7): 1507–1525. doi:10. 1175/1520-0493(1997)125<1507:TIOALA>2.0.CO;2
- Wilson J W, Roberts R D. 2006. Summary of convective storm initiation and evolution during IHOP: Observational and modeling perspective [J]. Mon. Wea. Rev., 134(1): 23–47. doi: 10.1175/ MWR3069.1
- Wilson J W, Andrew Crook N, Mueller C K, et al. 1998. Nowcasting thunderstorms: A status report [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 79(10): 2079–2100. doi: 10.1175/1520-0477(1998)079<2079: NTASR>2.0. CO;2
- Wilson J W, Feng Y R, Chen M, et al. 2010. Nowcasting challenges during the Beijing Olympics: Successes, failures, and implications for future nowcasting systems [J]. Wea. Forecasting, 25(6): 1691– 1714. doi:10.1175/2010WAF2222417.1

- Turner B J, Zawadzki I, and Germann U. 2004. Predictability of precipitation from continental radar images. Part III: Operational nowcasting implementation (MAPLE) [J], Journal of Applied Meteorology, 43: 231–248. doi:10.1175/1520-0450(2004)043<0231: POPFCR>2.0.CO;2
- Yano J I, Ziemiański M Z, Cullen M, et al. 2018. Scientific challenges of convective-scale numerical weather prediction [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 99(4): 699–710. doi:10.1175/BAMS-D-17-0125.1
- 俞小鼎,周小刚,王秀明. 2012. 雷暴与强对流临近天气预报技术进展 [J]. 气象学报, 70(3): 311-337. Yu Xiaoding, Zhou Xiaogang, Wang Xiuming. 2012. The advances in the nowcasting techniques on

thunderstorms and severe convection [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 70(3): 311-337. doi:10.11676/qxxb2012.030

- 俞小鼎. 2013. 短时强降水临近预报的思路与方法 [J]. 暴雨灾害, 32 (3): 202-209. Yu Xiaoding. 2013. Nowcasting thinking and method of flash heavy rain [J]. Torrential Rain and Disasters, 32(3): 202-209. doi:10.3969/j.issn.1004-9045.2013.03.002
- Yussouf N, Kain J S, Clark A J. 2016. Short-term probabilistic forecasts of the 31 may 2013 Oklahoma tornado and flash flood event using a continuous-update-cycle storm-scale ensemble system [J]. Wea. Forecasting, 31(3): 957–983. doi: 10.1175/WAF-D-15-0160.1