



北京大学

博士研究生学位论文

题目： 一次中尺度强对流雷暴
天气的可预报性分析

姓名： 张云济

学号： 1001110144

院系： 物理学院

专业： 气象学

研究方向： 中小尺度气象学与数值天气预报

导师姓名： 孟智勇 副教授

二〇一六年四月

版权声明

任何收存和保管本论文各种版本的单位和个人，未经本论文作者同意，不得将本论文转借他人，亦不得随意复制、抄录、拍照或以任何方式传播。否则，引起有碍作者著作权之问题，将可能承担法律责任。

摘要¹

强对流雷暴系统及可能伴随的灾害天气因其对人类生命和财产安全的巨大威胁一直是天气预报和预警中的重点和难点。当前对强对流雷暴天气的预报还存在着不可忽视的误差，预示着强对流雷暴天气的可预报性十分有限，然而之前对大气可预报性的研究多着眼于较大的尺度，尚无工作对强对流天气在雷暴尺度的可预报性进行研究。本文使用高分辨率、云解析的数值模式和集合预报的方法，以 2013 年 5 月 20 日发生在美国俄克拉荷马州、产生了美国近年来最严重的一次龙卷灾害的强对流雷暴天气为例，对强对流雷暴天气的实际可预报性和本性可预报性进行了研究。

一方面，本文对天气背景时间、边界层变化和地形影响对对流的触发及之后雷暴单体的组织和发展的影响进行了研究。结果表明，无论是天气背景时间还是地形条件的错位都会显著地影响边界层内的大气状况。天气背景时间的改变会通过边界层日变化的混合过程和低空急流的水汽输送对水汽的垂直分布产生影响，改变低层的水汽和不稳定性等对流环境条件，以此影响对流触发的发生时间。地形条件的改变除了会影响低层水汽条件之外，还会影响低层风场结构（如平均风场、低层风切变和环境螺旋度），产生局地有利于对流触发的辐合，或改变雷暴的组织结构。

另一方面，本文对此次强对流雷暴天气从对流触发前环境、对流触发、对流组织发展到雷暴相互作用过程的本性可预报性进行了研究。结果表明，远小于观测误差的微小初始误差，虽然无法影响中尺度环境不稳定性和水汽，却能随着边界层中的湍流活动迅速扩散，并在湿对流过程中通过上升气流、水成物相变和冷池之间的相互作用迅速放大，从而对雷暴的外形、发展和结构产生巨大的影响。即使将初始误差再减小高达 90%，预报误差依旧几乎不变，证明此次天气过程在 3 到 6 小时内的本性可预报性是极为有限的。对误差的尺度分解分析发现了与初始误差大小无关的误差饱和和升尺度增长过程。

关键词：中尺度对流系统，强对流雷暴，可预报性，集合预报

1 本文研究受国家重点基础研究发展计划（2013CB430104）、国家自然科学基金（41425018、41461164006、41375048、41075031）及国家留学基金管理委员会资助。

Practical and Intrinsic Predictability of a Severe Convective Thunderstorm Event at Storm Scales

Yunji Zhang (Meteorology)

Supervised by Prof. Zhiyong Meng

ABSTRACT

Severe thunderstorms and associated hazardous weather phenomena have long been recognized as one of the major threats to human lives and properties, and is one of the most important as well as difficult part of weather forecast and numerical weather prediction. Considerable forecast errors still occur in current practices, indicating a limited predictability in predicting severe thunderstorms. This study employs a high-resolution convection-permitting numerical weather prediction model with an ensemble forecast approach, explores practical and intrinsic predictability of the severe thunderstorm event happened on May 20, 2013 in Oklahoma, United States that spawned one of the most disastrous tornados in recent years.

The sensitivity of initiation and subsequent organization and intensity of the thunderstorms to small yet realistic uncertainties in boundary layer and topographical influence within a few hours preceding the thunderstorm event was examined. It was found that small shifts in either simulation time or terrain configuration led to considerable differences in the atmospheric conditions within the boundary layer. Small shifts in simulation time led to changes in low-level moisture and instability, primarily through the vertical distribution of moisture within the boundary layer due to vertical mixing during the diurnal cycle as well as advection by low level jet, and thereby influencing convection initiation. Small shifts in terrain led to not only changes in low-level moisture but also changes in the wind field, low-level vertical wind shear and storm-relative environmental helicity, altering locally enhanced convergence that may trigger convection as well as environment conditions that were favourable for different organizational modes of convections.

This study also seeks to explore the intrinsic predictability of this event from its pre-initiation environment to initiation, upscale organization and interaction with other convective storms. It was found that minute initial condition uncertainties that were beyond detection capabilities of any current observational platforms, too small to modify the initial mesoscale environmental instability and moisture fields, will be propagated and evolved via turbulence within the PBL and rapidly amplified in moist convective processes through positive

feedbacks associated with updrafts, phase transitions of water species and cold pools, thus greatly affecting the appearance, organization and development of thunderstorms. The forecast errors remain nearly unchanged even when the initial perturbations (errors) were reduced by as much as 90%, which strongly suggests an inherently limited predictability for this thunderstorm event for lead times as short as 3 to 6 hours. Further scale decomposition reveals rapid error growth and saturation in meso- γ scales (regardless of the magnitude of initial errors) and subsequent upscale growth into meso- β scales.

KEY WORDS: Mesoscale convective systems, Severe thunderstorms, Predictability, Ensemble forecast

目录

第一章 引言	1
1.1 研究意义	1
1.2 中尺度可预报性的研究进展和局限	3
1.2.1 实际可预报性	3
1.2.2 本性可预报性	5
1.3 研究目的和内容	7
1.4 本文的创新点	7
1.5 文章结构	8
第二章 穆尔龙卷强雷暴事件及其天气背景	9
第三章 数值模式介绍与数值实验设计	12
3.1 数值模式简介及其设定	12
3.2 确定性预报控制实验的模拟结果	13
3.3 实际可预报性实验设计	15
3.4 本性可预报性实验设计	17
3.5 本章小结	19
第四章 天气背景与下垫面地形对实际可预报性的影响	21
4.1 天气背景时间对强对流雷暴预报的影响	21
4.2 下垫面地形对强对流雷暴预报的影响	30
4.3 本章小结	36
第五章 强对流雷暴的本性可预报性分析	40
5.1 集合预报中模拟的雷暴的不确定性	40
5.1.1 雷达反射率、降水和误差总能量分析	40
5.1.2 对流触发的环境条件	43
5.1.3 雷暴的发展阶段	45
5.2 集合预报对初始扰动量级和结构的敏感性	46
5.2.1 减小初始扰动量级对雷暴预报的影响	46
5.2.2 不同初始扰动时刻对雷暴预报的影响	50
5.3 两个集合成员的详细分析	53
5.3.1 集合成员之间差异的演变	54
5.3.2 导致预报误差的物理过程	57

5.4 本章小结	64
第六章 总结	66
参考文献	69
致谢	78
北京大学学位论文原创性声明和使用授权说明	80

第一章 引言

1.1 研究意义

强对流雷暴系统会带来直线大风、短时强降水、闪电、冰雹和龙卷等灾害性天气现象，对人类的生命和财产安全造成巨大的威胁，因而对强雷暴的预报长久以来一直是天气预报的重点之一。而由于其时空尺度小[空间尺度通常在中 γ 尺度(Orlanski, 1975)，也即数千米至数十千米；持续时间数分钟到数十分钟]、发展迅速（通常在对流触发之后数十分钟内发展为成熟的雷暴系统）、非线性特征明显，强雷暴天气的预报也一直是难点之一（孙继松 等，2014）。

在各类强雷暴灾害天气中，龙卷又以其巨大的破坏力和影响力尤其引人关注。龙卷会出现在全球除了南极洲之外的所有大陆上，其中又以美国发生的龙卷频次最高。在我国，龙卷多发于东南沿海、江淮、华北及东北的平原地区（Meng et al., 2014；孙继松 等，2014；范雯杰 等，2015）。近年来，由于2015年6月1日“东方之星”号客轮翻沉事故（Meng et al., 2015）、2015年10月4日广东顺德-番禺龙卷灾害（Bai et al., 2016）等龙卷事件和与龙卷相关的灾难事故，龙卷灾害在我国也开始越来越多地受到民众的关注。

在过去的70年间，美国国家气象局（National Weather Service，简称NWS）发展出了一套完整的、以观测为基础（被称为“warn-on-detection”，简称WoD）的方法，确认龙卷、冰雹等强对流灾害天气的发生，并向民众发布相关的预警信息（Coleman et al., 2011；Brotzge et al., 2013）。这一方法主要借助于对特定天气现象的观测，包括有利于龙卷生成的大气环境条件的观测和预报、多普勒天气雷达的观测（包括雷达反射率和径向风速）对中气旋（mesocyclone）和龙卷涡旋特征（tornado vortex signature，简称TVS）等与龙卷密切相关的特征的监测、对龙卷的漏斗云体等天气现象的目击报告等。美国全国范围内多普勒天气雷达（Weather Surveillance Radar – 1988 Doppler，简称WSR-88D雷达）观测网的建成提高了强对流灾害天气的探测率（probability of detection，简称POD）、降低了误报率（false alarm ratio，简称FAR），使得美国本土对龙卷预警的提前时间由1978年的3分钟提高到了2011年的14分钟。然而，在现有的以观测为基础的WoD预警方法下，龙卷预警的提前时间将会很难超过17分钟（Stensrud et al., 2009）。

随着近年来观测技术的提高、数值天气预报模式的发展、资料同化方法的进步和计算资源的生长，使用以集合为基础的资料同化方法[如集合卡尔曼滤波（ensemble Kalman filter，简称EnKF）]同化雷达和卫星等高时空分辨率的观测数据[如Snyder et al. (2003) 等]，并以集合资料同化方法生成的分析场集合作为数值模式的初始场，使用

高分辨率、能够部分显式模拟对流活动的云解析模式（convection-permitting model；水平格距约为 1–4 km）对强对流天气系统进行集合预报，已经在许多研究中被证明有助于强对流灾害天气的预警（Roebber et al., 2004; Stensrud et al., 2009, 2013）。例如，美国国家大气和海洋管理局（National Oceanic and Atmospheric Administration, 简称 NOAA）的“灾害天气实验平台（Hazardous Weather Testbed, 简称 HWT）”自 2000 年开始每年开展业务部门与科研机构合作进行天气预报的“春季实验（Spring Experiment）”，近几年来这一实验的重心逐渐转移到使用先进的、与云解析模式相结合的集合资料同化和集合预报方法，辅助灾害天气的预报和预警（Coniglio et al., 2010; Johnson et al., 2011a, b, 2014; Clark et al., 2012; Johnson et al., 2013; Karstens et al., 2015）。此外，近年大量的个例研究也证实了使用高分辨率短期集合预报对强对流系统 [包括超级单体雷暴和中尺度对流系统（mesoscale convective system, 简称 MCS）等] 进行预报的可行性和可靠性（Hawblitzel et al., 2007; Stensrud et al., 2010; Aksoy et al., 2010; Dawson et al., 2012; Schwartz et al., 2015; Snook et al., 2012; Wheatley et al., 2014; Yussouf et al., 2013, 2015）。在这样的背景下，从以观测为基础的 WoD 预警转变为以集合资料同化和集合预报为基础的 WoF（“Warn-on-Forecast”）预警被认为是强对流灾害天气预警未来可能的发展方向之一（Stensrud et al., 2009, 2013）。WoF 基于强对流系统的集合预报发布灾害性天气的预警，有可能突破 WoD 的预警时长瓶颈。以这一预警概念为基础，美国的国家大气研究中心（National Center for Atmospheric Research, 简称 NCAR）已经开始试验运行其结合了 EnKF 资料同化系统的实时集合预报系统（Schwartz 2015a, b），国家强风暴实验室（National Severe Storm Laboratory, 简称 NSSL）已经开始试验运行其结合了的 EnKF 资料同化系统的“NSSL 试验集合 WoF 系统”（NSSL Experimental WoF System for ensembles, 简称 NEWS-e; Wheatley et al., 2015）。

确定可靠的预警时长对 WoF 系统的应用和发展至关重要，而可靠的预警时长与强对流系统的可预报性密切相关。Lorenz (1963) 最早系统地提出了可预报性的概念；大气的可预报性通常分为两类（Lorenz, 1996; Melhauser and Zhang, 2012）：实际可预报性（practical predictability）和本性可预报性（intrinsic predictability）。实际可预报性关注当前水平下对天气过程能够准确预报的最长时限（“the extent to which we ourselves are able to predict by the best-known procedure, either currently or in foreseeable future”；Lorenz, 1996），主要受限于目前数值模式和初始场的误差（Lorenz, 1982, 1996）。本性可预报性关注使用近乎完美的数值模式和初始场对天气过程能够准确预报的最长时限（“the extent to which prediction is possible if an optimum procedure is used”；Lorenz, 1996），主要受限于天气系统内部的动力过程和误差增长机制（Lorenz, 1969, 1996）。在最理想的情况下，随着数值模式和初始场误差的持续减小，实际可预报性将会逼近本性可预报性。然而，对中尺度对流系统可预报性的研究大部分都集中于中 α 尺度和中 β 尺度，

对中 γ 尺度的强对流雷暴天气的实际可预报性的研究还相对较少，而几乎没有对其本性可预报性的研究。本文将以 2015 年 5 月 20 日美国俄克拉荷马州产生了强龙卷的强对流雷暴天气过程为例，分别对中尺度强对流雷暴系统的实际和本性可预报性进行研究 (Zhang et al., 2015, 2016)。

1.2 中尺度可预报性的研究进展和局限

1.2.1 实际可预报性

实际可预报性主要受到资料同化方法、资料同化过程中对观测的处理和数值模式的动力内核与参数化方案包含的误差影响。中尺度天气系统实际可预报性的研究首先开始于中 α 尺度。例如, Zhang et al. (2002) 使用数值模式模拟 2000 年 1 月 24 日至 25 日发生在美国北卡罗来纳 (North Carolina) 州破降雪纪录的暴风雪天气, 发现模式分辨率从 30 km 提高到 3.3 km 能够提高锋面气旋强度和位置的预报, 因而更准确地预报降水; 此外, 在生成初始场时减少仅仅一个探空观测, 就能带来预报降雪分布的显著改变, 表明初始场中的误差会极大地影响数值预报结果。Langland et al. (2002) 对同一事件的研究也证实了预报结果对初始场的敏感性: 在使用基于伴随敏感性的订正方法对初始场进行修改之后, 气旋位置的 72 小时预报误差从 1860 km 减小至 105 km, 预报误差总能量 (difference total energy, 简称 DTE) 也减小了几乎 75%。然而, Zhang et al. (2006) 和 Bei et al. (2007) 发现, 对于暖季极端降水事件, 模式分辨率从 30 km 提高到 3.3 km 并不是总能改善预报结果, 虽然在 Bei et al. (2007) 中 10 km 分辨率依旧优于 30 km 分辨率的模拟结果。Zhang et al. (2006) 还发现, 使用不同的积云对流参数化方案、微物理参数化方案和边界层 (planetary boundary layer, 简称 PBL) 参数化方案的组合, 会导致模拟的降水的位置和强度的巨大变化。此外, 在 Bei et al. (2007) 中, 使用不同全球模式的模拟结果作为区域模式初始场, 比模式分辨率从 30 km 提高到 10 km 给降水预报带来的影响更大。而 Vié et al. (2011) 发现, 模式初始条件 (initial conditions, 简称 IC) 中的误差主要对 12 小时以下的短期预报有着影响, 而更长的预报时长中边界条件 (lateral boundary conditions, 简称 LBC) 的误差会有着更显著的作用。

中尺度对流性天气系统 [如热带气旋 (tropical cyclone, 简称 TC) 和 MCS] 的实际可预报性方面也有很多研究。Sippel et al. (2008) 对 TC 生成的研究发现, 墨西哥湾热带低压的加强对初始场中环境水汽和不稳定性十分敏感, 而模式分辨率和物理参数化方案会进一步影响与低压加强过程相关的湿对流活动。另外, 对热带气旋实际可预报性的研究一直与业务预报和业务运行的模式密切相关。Zhang et al. (2014) 发现区域模式对北大西洋飓风强度的预报误差与预报初始时刻飓风强度本身有着很强的相关性。对热带气旋业务预报中使用的多种统计模式 (DeMaria et al., 1994, 1999, 2005; Knaff et

al., 2003; Law et al., 2007) 分别考虑了不同天气和动力因素的影响, 对于不同阶段的 TC 强度变化有着大小不一的预报误差 (Elsberry et al., 2007), 表明不同阶段影响 TC 强度实际可预报性的因素可能有所差别。湿对流过程对实际可预报性的影响同样为 Melhauser and Zhang (2012) 对弓状回波的研究和 Wu et al. (2013) 对飚线的研究所证实。这些研究通过在集合预报的初始场中引入与目前全球模式分析场误差相当的扰动, 发现冷池的强度及相关的动力过程对弓状回波的发展至关重要, 而上游的湿对流过程会影响下游冷池的强度和位置。Wandishin et al. (2008, 2010) 使用均一环境场和理想的高分辨率云解析模式研究了 MCS 的实际可预报性; 他们通过在集合预报的初始场中加入和目前 NAM (North American Mesoscale Forecast System) 模式和 RUC (Rapid Update Cycle) 模式的 24 小时预报误差相当的误差发现, 在三维模拟中, 如果将初始场的误差量级从 24 小时预报误差减小至分析场误差 (大约相当于将初始场误差减小一半), 能够正确模拟出 MCS 的集合成员的百分比 (被称为“成功率”) 能从 70% 提高到 85%。

上述研究工作多集中于中 α 尺度 (200–2000 km; Orlanski 1975) 和中 β 尺度 (20–200 km) 的天气系统, 而针对中 γ 尺度 [2–20 km; 有时也被称为雷暴尺度 (storm scale)] 的强雷暴天气的实际可预报性的研究目前还相对较少。大量的理想模拟证实了雷暴的触发、移动和组织与环境条件 (特别是水平风的垂直切变) 密切相关 (Rotunno et al., 1982; Weisman et al., 1982, 1984)。已经生成的雷暴会与环境相互影响 (Brooks et al., 1994), 而相邻的雷暴也会彼此相互作用 (Bluestein et al., 2000), 进一步增加了雷暴预报的复杂性。Cintineo et al. (2013) 使用理想模拟研究了超级单体雷暴发展的实际可预报性, 发现超级单体雷暴预报的“成功率”会随着预报时长的增加而降低, 超级单体不同特征的实际可预报性还会随着特征的尺度的减小而降低, 而想要准确地对冷池的范围进行预报是十分困难的。虽然众所周知资料同化可以提高分析场的质量, 但是对中尺度的天气系统的预报技巧在随后使用分析场作为初始条件的预报中迅速下降, 表明在中尺度环境下资料同化对数值预报初始场的改善可能会在短时间内消失。Aksoy et al. (2010) 使用 EnKF 方法, 同化多普勒雷达径向风和反射率观测, 对多个强对流天气个例进行了研究; 他们发现, 对于所研究的三个个例, 降水的公正预兆评分 (equitable threat score, 简称 ETS 评分) 均在集合预报开始后 20 分钟内降低超过 50%。Gasperoni et al. (2013) 在观测系统模拟实验 (observation system simulation experiment, 简称 OSSE) 框架下使用三维变分 (3-dimensional variational, 简称 3DVar) 方法同化虚拟的雷达反射率观测, 获得了类似的结果: 在模式不完美、存在模式误差的情况下, 他们研究中个例的预报误差的增加会在 30 至 60 分钟内超过资料同化对初始场的改善效果。这些研究的局限之一在于使用了空间各向同性的理想化的环境条件。

基于实际大气的强对流系统的实际可预报性研究十分有限。Johnson et al. (2011b) 使用 HWT 春季实验的数据, 发现模式动力内核和边界层参数化方案可能给对流降水

的预报带来比微物理参数化方案更大的不确定性，而初边界条件中的误差则对风场和温度场的预报有着最明显的影响。Surcel et al. (2014, 2015) 基于空间去相关尺度随着时间变化的分析，认为他们所研究的 HWT 春季实验中的所有数值天气预报模式都在 2 到 3 小时的预报时长后完全失去了对中 β 和中 γ 尺度特征的实际可预报性。在进一步的研究中，Surcel et al. (2016) 发现，虽然从整体而言，由对流调整时间和 Q 矢量定义的大尺度强迫与定量降水预报 (quantitative precipitation forecast, 简称 QPF) 技巧之间并没有明显的联系，但是大范围的、由锋面系统引起的降水比受到太阳辐射控制的对流性降水具有更高的实际可预报性，且后者的 QPF 技巧明显地受到日变化的影响。Roebber et al. (2002) 研究了 1999 年 5 月 3 日美国南部大平原的龙卷爆发；他们发现，在强迫较弱的环境背景条件下，对流的触发和雷暴的组织形态将会被天气条件中的误差控制。然而，天气条件的预报误差会通过何种动力过程、在何种程度上影响强雷暴天气系统的预报，依旧不甚清楚。本文关注的科学问题之一就是雷暴尺度的实际可预报性，考察天气条件的时空上预报误差如何影响强雷暴天气系统的预报。

1.2.2 本性可预报性

与实际可预报性的着眼点和研究方法不同，本性可预报性着眼于某一天气系统本身所具有的可能最长预报时效。对本性可预报性的研究通常会使用“双胞胎实验 (identical twin experiment)”的方法：这一方法中，两个（或更多）模拟会使用完全相同的数值模式，仅在初始条件中增加（无论是当前、还是在可预见的未来）无法从观测上分辨的微小差异，并研究这些微小差异如何随着天气系统和数值模式的动力过程发展和变化。

Zhang et al. (2007) 使用理想数值模式研究了湿斜压中纬度锋面系统中误差升尺度增长的过程，并提出了中尺度天气系统的本性可预报性如何受到限制的概念模型。在这一概念模型中，微小的初始误差会随着湿对流过程增长并在对流尺度饱和，同时随着重力波和/或冷池动力过程传播到整个模式积分区域中；这些误差随后会借助地转平衡、重力波和湿对流过程向更大的中尺度和天气尺度增长，并影响这些尺度的本性可预报性。该模型是对以前诸多研究的综合和进一步发展。Zhang et al. (2002, 2003) 对冬季锋面降雪的研究发现初始场中仅有 0.001 K 的微小扰动会产生降雪预报的巨大误差，Tan et al. (2004) 对理想湿斜压锋面系统的研究发现水汽及相关的湿对流过程对误差增长至关重要。Zhang et al. (2007) 的概念模型也为 Hohenegger et al. (2007b) 所证明。

最近的一些工作进一步深入地定量描述了 Zhang et al. (2007) 的概念模型中的误差增长特征和与误差增长相关物理过程。Selz and Craig (2015a) 使用高分辨率的云解析模式模拟了夏季的低压系统，发现小尺度误差在有降水发生区域内的增长速度是没有降水发生区域内的两倍，并且在降水区域内小尺度误差增长的速度会在 10.5 小时后减小

95%、长期增长率接近 0，证明误差在这一尺度内达到饱和；而在更大的尺度中，误差增长更慢、持续时间更长。Sun and Zhang (2016) 使用理想模式对有无湿对流的情况下斜压锋面系统中误差增长的过程进行了更为深入的研究，并阐述了在湿对流过程存在的情况下为何减小初始误差可以延长实际可预报性（初始误差量级较大）、而无法改善本性可预报性（初始误差量级较小）的极限；在他们的实验中，如果没有湿对流过程，误差增长的过程主要受到斜压不稳定性的控制，可预报时长可以无限延长；而在有湿对流过程的情况下，由于对流不稳定性的作用，湿对流过程会迅速导致误差的升尺度增长，并且当初始误差的量级足够小的时候，误差升尺度增长的速率不再受到误差量级减小的影响，最终导致预报精确度存在极限（也即本性可预报性受限）。

Zhang et al. (2007) 概念模型的误差升尺度增长过程与模式的许多关键因素有关。例如，Wei et al. (2014) 的高分辨率理想模拟证明了水汽对中尺度重力波的发生和发展的巨大影响。Bei et al. (2014) 的理想模拟发现，模式分辨率越高，初始误差的幅度和尺度的增长速度越快。Wang et al. (2012) 发现误差增长的速率与数值模式所采用的微物理参数化方案的复杂程度无关，从另一方面暗示了湿对流动力过程中误差增长的非线性。Selz and Craig (2015b) 比较了多个使用了不同积云对流参数化方案的数值模拟与 Selz and Craig (2015a) 中高分辨率、显式模拟对流活动的模拟结果，发现使用了比较不准确的积云对流参数化方案的模拟中误差升尺度增长的速度较慢，可能导致对模式模拟结果的过度信任。此外还有研究发现，在特定的天气背景下，中尺度天气系统的可预报性会主要受到大尺度（天气尺度）误差的增长和降尺度过程的影响（Durrán et al., 2013; Durrán et al., 2014; Durrán and Weyn, 2016; Johnson et al., 2014）。另一方面，Leoncini et al. (2010) 发现，初始温度扰动的标准偏差为 0.01 K 或者 1 K 时，两者的误差非线性增长的特征截然不同，证明实际可预报性和本性可预报性受到不同的动力过程影响。Sun and Zhang (2016) 进一步通过比较相差两个数量级的初始误差在湿对流情况下的增长过程发现，随着误差量级的增加，误差增长的主要影响因素将由对流不稳定性（本性可预报性）变为斜压不稳定性（实际可预报性）。

Zhang et al. (2007) 基于天气尺度系统得到的微小初始误差随着湿对流过程非线性升尺度增长的过程为中 α 和中 β 尺度个例研究所证实（Zhang et al., 2006; Bei et al., 2007; Hohenegger et al., 2007a; Melhauser and Zhang, 2012）。在 Van Sang et al. (2008) 的理想化的研究中，0.5 g/kg 的随机水汽误差会对 TC 的结构产生显著的影响；Zhang et al. (2013) 采用与 Van Sang et al. (2008) 类似的模式和试验设计，发现垂直风切变的增加也会进一步减弱 TC 强度变化、尤其是迅速增强（rapid intensification，简称 RI）阶段的可预报性。Zhang et al. (2009) 发现，初始条件的微小变化会使得墨西哥湾的一个热带风暴无法组织生成。在 Bei et al. (2007) 对长江流域梅雨锋中的对流系统的研究中，给温度场增加标准偏差仅为 0.07 K 的扰动会在 24 小时内对模式模拟的热力场和动力

场产生巨大的影响，与初始场不添加温度扰动的数值模拟相比，武汉周边地区 3 小时累积降水的均方根差异会超过 20 mm。Melhauser and Zhang (2012) 发现初始误差的减小并不一定能相应地减小弓状回波的预报误差，表明 MCS 的预报误差对初始误差十分敏感；但是在 Wu et al. (2013) 的研究中，飑线的预报误差随着初始误差线性减小。然而，在雷暴尺度强对流系统的本性可预报性方面，之前鲜有与此相关的研究工作。本文关注的科学问题之二就是雷暴尺度强对流天气系统的本性可预报性，考察微小的初始误差如何随着湿对流过程增长、并导致强对流雷暴系统的显著预报误差。

1.3 研究目的和内容

鉴于之前在强雷暴天气的实际和本性可预报性方面存在的不足之处，本文将以前 2015 年 5 月 20 日美国俄克拉荷马州产生了强龙卷的强对流雷暴天气过程为例，分别对其实际和本性可预报性进行研究 (Zhang et al., 2015, 2016)。

一方面，本文将研究两种数值模式中常见的误差来源将通过何种方式、在何种程度上影响强对流雷暴天气的实际可预报性：其一是全球模式预报中大尺度天气条件时间的提前或滞后，这一提前或滞后会对使用全球模式生成初始条件的区域预报中边界层发展和对流触发产生影响；其二是由于初始误差和/或模式误差导致的对流触发地点的误差，这一地点误差可能会对模拟的强雷暴的发展和组织结构产生影响。

另一方面，本文将通过集合预报研究微小的、无法观测到的误差在强对流雷暴天气系统中的误差增长特性，以及进一步减小初始误差对强对流雷暴预报技巧的影响，以获得强对流雷暴天气的本性可预报性的特征。同时，本文也将对强对流雷暴系统从对流触发前到减弱消散过程中导致误差增长的物理过程进行分析。

本文希望能够通过对这些可能使强对流雷暴天气预报产生误差的因素和过程的分析，弥补强对流雷暴天气的实际和本性可预报性的理论空缺，为未来强对流雷暴天气的预报提供参考。

1.4 本文的创新点

本文的工作和结论在很多方面有着突破性，是之前的研究没有开展和得到过的。

首先，虽然之前有过一些对中尺度强对流雷暴天气的实际可预报性的研究，但是本文首次使用非理想化的数值模拟、以一次实际发生的天气过程为研究对象，对天气尺度背景条件和下垫面地形条件的变化对强对流雷暴天气的实际可预报性的影响及其中最关键的物理过程进行了分析，发现边界层内对强雷暴的触发和发展至关重要的水汽、不稳定性和风场等条件会明显地受到天气背景时间的控制。

其次，本文在中 γ 尺度（雷暴尺度）对强雷暴天气的本性可预报性进行了探索，这

在大气可预报性的研究领域尚属首次。通过使用集合预报和误差尺度分解的方法，本文发现强雷暴天气的本性可预报性有着一定的局限，初始误差的减小并不能带来相应的预报误差的减小，这一特征与误差在小尺度增长、饱和并向较大尺度升尺度增长的过程密切相关。

本文还对集合预报中两个初始差异极小而后续雷暴发展特征差异极大的模拟的对流触发前的环境特征、对流触发的动力差异以及雷暴组织、增长和合并的物理过程进行了深入的分析。这两个模拟的比较结果表明，边界层内的湍流、垂直切变、冷池以及雷暴间的相互作用都会对雷暴的发生和发展产生巨大的影响，雷暴的模拟结果对这些条件的特征极为敏感。

1.5 文章结构

本文的第二章将会对此次具有代表性的强对流雷暴天气过程及其发生、发展的天气背景进行简单的介绍。第三章将会介绍本文使用的数值模式，将确定性预报控制实验对此次强雷暴天气过程的天气背景和实际雷暴过程的模拟与实况进行简要的比较，并分别介绍用于研究实际可预报性和本性可预报性的几组不同的集合预报的实验设计。第四章和第五章将会以这些集合预报的模拟结果为基础，分别对此次强对流雷暴天气过程的实际可预报性和本性可预报性进行分析研究。第六章是本文的总结。

第二章 穆尔龙卷强雷暴事件及其天气背景

在当地时间 2013 年 5 月 20 日下午袭击了俄克拉荷马 (Oklahoma) 州中部地区的龙卷是美国近年来最严重的龙卷灾害之一。这一龙卷于当地时间午后 14:56 [1956 UTC; 灾害当时当地时区为美国中部夏令时区 CDT (Central Daylight Time), $CDT=UTC-0500$, 后文将主要使用 UTC] 时在俄克拉荷马州麦克莱恩 (McClain) 县 (本段所涉及各县的位置及龙卷路径如图 2.1a 所示) 北部地区触地, 随后向东移动进入克利夫兰 (Cleveland) 县。俄克拉荷马州诺曼 (Norman) 市的 NWS 办公室在龙卷触地前 16 分钟的 14:40 (1940 UTC) 时向周边地区发布了龙卷预警 (tornado warning), 随后在龙卷触地后 5 分钟的 15:01 (2001 UTC) 时向麦克莱恩县西北部地区、克利夫兰县北部地区和俄克拉荷马县南部地区发布了龙卷紧急警报 (tornado emergency)。龙卷在接地 39 分钟后于 15:35 (2035 UTC) 时离地, 破坏范围总长 23.25 km、最宽处 1.74 km, 途径克利夫兰县西北部穆尔 (Moore) 市人口稠密的居民区, 正面袭击了两所小学、一所高中和一家医院。灾后调查显示, 这一龙卷的地面最大风力约为 94 m/s (340 km/h), 为改良藤田等级 [enhanced Fujita scale, 简称 EF; Edwards et al. (2013)] 5 级龙卷, 因灾直接死亡 24 人、三百余人受伤, 估计经济损失 20 亿美元。穆尔市龙卷是美国继 2011 年 5 月 22 日密苏里 (Missouri) 州乔普林 (Joplin) 市龙卷之后死亡人数最高的龙卷, 也是美国历史上经济损失第三高的龙卷 [更多信息可参阅 <http://www.srh.noaa.gov/oun/?n=events-20130520>; 详细灾害分析可见 Atkins et al. (2014) 和 Burgess et al. (2014)]。

在 5 月 20 日当天天气尺度的背景条件中, 出现了以往研究中大量出现的有利于强

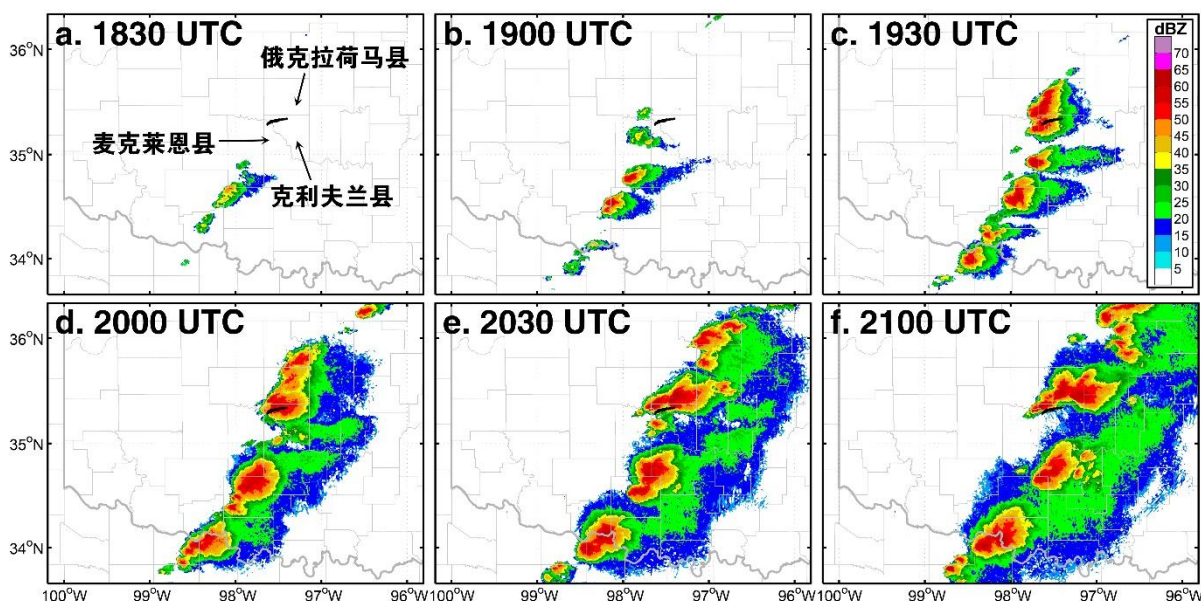


图 2.1 穆尔龙卷强对流天气过程雷达组合反射率拼图。(a) 中标注了俄克拉荷马县、麦克莱恩县和克利夫兰县的位置。位于三县相邻区域的黑色视线为穆尔龙卷灾害路径。

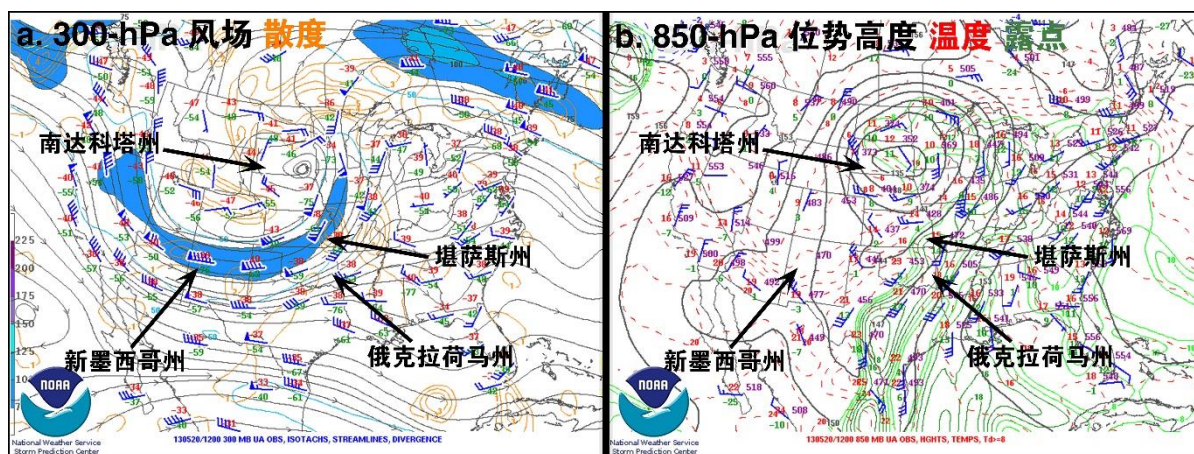


图 2.2 5 月 20 日 1200 UTC 天气背景分析: (a) 300-hPa 探空站观测, 流线, 风速 (填色及蓝色等值线, 每 25 m/s), 散度 (橙色等值线, 每 1/s); (b) 850-hPa 探空站观测, 位势高度 (黑色等值线, 每 30 gpm), 温度 (红色虚线等值线, 每 1 °C), 露点温度 (绿色等值线, 每 2 °C)。

对流灾害天气出现的特征 (Johns et al., 1992; McNulty, 1995; Stensrud et al., 2003; Uccellini, 2014)。美国风暴预报中心 (Storm Prediction Center, 简称 SPC) 在当天 1200 UTC (当地时间早上 0700 CDT) 发布的高空分析场显示, 300 hPa 高度上有一截断低压位于南达科塔 (South Dakota) 州 (本段所涉及各州位置如图 2.2 所示) 上方, 有一高空短波槽向东移动经过新墨西哥 (New Mexico) 州, 同一高度的高空急流速度超过 75 m/s, 伴随着南部大平原地区俄克拉荷马州上空的西南气流 (图 2.2a)。地面有一冷锋从南达科塔州的低压中心向南延伸, 横贯堪萨斯 (Kansas) 州东部和俄克拉荷马州西部。冷锋前能看到低空 850 hPa 急流 (图 2.2b), 将水汽输送到锋前区域, 使得俄克拉荷马州中部早上的 CAPE 即已超过 2000 J/kg。

当地当天午后中尺度的天气条件也十分有利于强对流的发生。根据 RAP 模式分析场的分析结果, 到了 1800 UTC (当地时间中午 1300 CDT), 高空短波槽已经移入俄克拉荷马州西北部 (图 2.3a; 本段所涉及各州位置如图 2.3a 所示)。在地面附近, 德克萨

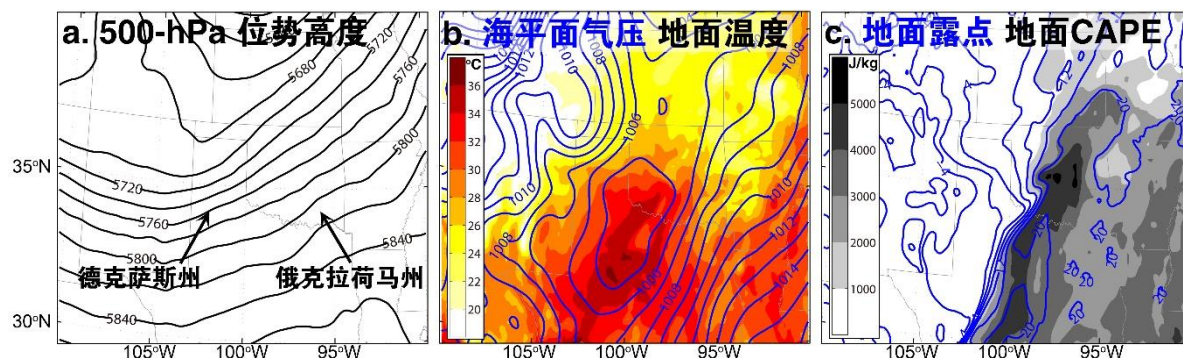


图 2.3 5 月 20 日 1800 UTC RAP 模式分析场: (a) 500-hPa 位势高度 (黑色等值线, 每 20 gpm), (b) 海平面气压 (蓝色等值线, 每 1 hPa) 和地面 2 米温度 (填色, 每 2 °C), (c) 地面 2 米露点温度 (蓝色等值线, 每 2 °C) 和 SB-CAPE (填色, 每 1000 J/kg)。

斯 (Texas) 州北部至俄克拉荷马州西南部地区出现了一个地面低压, 墨西哥湾向北输送的暖湿气流在地面低压上方形成了一个暖湿舌 (图 2.3b); 一条南北走向的干线在俄克拉荷马州西部和德克萨斯州西部发展起来 (图 2.3c), 而干线早已被发现有利于深湿对流的触发 (Rhea, 1966; Bluestein et al., 1993; Ziegler et al., 1998)。在俄克拉荷马州中西部地区, 地面露点温度超过了 $20\text{ }^{\circ}\text{C}$, 使得这一地区的不稳定性极强, SB-CAPE (地面对流有效位能) 超过了 5000 J/kg 。这样的天气条件很容易触发对流, SPC 在 0600 UTC 发布的当日对流展望中也认为这一地区龙卷出现的概率大于 10%。

图 2.1 是使用俄克拉荷马市 (Oklahoma City) 的 KTLX 和弗雷德里克 (Frederick) 市的 KFDR 两部 WSR-88D 天气雷达的多仰角基本反射率观测绘制的雷达组合反射率拼图 (垂直方向最大雷达反射率的水平分布)。观测显示, 1830 UTC (1330 CDT) 时, 对流在俄克拉荷马州南部靠近德克萨斯州的地区触发 (图 2.1a)。与穆尔龙卷相关的对流大约在 1900 UTC (1400 CDT) 时出现 (图 2.1b), 并迅速发展为超级单体雷暴 (图 2.1c)。在该雷暴出现后不到 1 小时, 雷达径向风观测里在中低层便已经出现了旋转的特征, 预示着与龙卷密切相关的中气旋的生成。自 2000 UTC (1500 CDT) 至 2030 UTC (1530 CDT), 也即龙卷接地的相同的时间段内, 超级单体雷暴向东偏北运动, 途径克利夫兰县北部和俄克拉荷马县南部 (图 2.1d、e)。与此同时, 在俄克拉荷马州境内也出现了多处对流雷暴, 与产生了穆尔龙卷的雷暴一起组成了一个西南-东北走向的准线性对流系统 (quasi-linear convective system, 简称 QLCS; 图 2.1f)。之后, 对流系统继续向东移动离开俄克拉荷马州, 并逐渐减弱消散。

第三章 数值模式介绍与数值实验设计

3.1 数值模式简介及其设定

本文使用的数值模式是 3.5 版本的 WRF (Weather Research and Forecasting) 模式, 选择其 ARW (Advanced Research WRF) 动力内核 (Skamarock et al., 2008) 进行数值模拟。WRF 模式是一个开源的社区模式, 其中 ARW 是一个完全可压缩、非静力的动力内核, 整个模式有完善的前处理系统, 灵活多变的网格嵌套和区域设计, 丰富的物理过程参数化方案、并可通程序接口在模拟中使用自行编写的参数化方案, 还可以简便地与三维变分 (3DVar)、四维变分 (4DVar)、集合卡尔曼滤波 (EnKF) 等资料同化方法相结合, 具有很强的扩展性。因为有着这些特点, WRF-ARW 模式在气象的业务预报和科学研究领域都得到了十分广泛的应用, 能够很好地模拟从小尺度 (如对流卷) 到天气尺度 (如锋面气旋) 的各种气象现象, 是现在气象研究领域广泛使用的主流数值模式之一。

为了能同时较好地模拟 24 小时以上天气尺度的背景条件的演化和当天下午数小时内中尺度强对流雷暴发生和发展的过程、并合理地利用计算资源, 本文的数值模拟使用了四重单向嵌套网格 (由外至内记为 D01 至 D04), 四重网格的分辨率分别为 27 km、9 km、3 km 和 1 km, 水平格点数分别为 201×121 、 256×175 、 316×244 和 400×301 。最外层网格 D01 覆盖了整个美国本土, 其分辨率及覆盖范围能够对大范围的天气系统进行合理的模拟; 最内层网格 D04 覆盖了俄克拉荷马州的大部地区, 其分辨率及覆盖范围能够对当天午后的强对流雷暴事件进行合理的模拟 (图 3.1)。模式垂直方向共有 61 层, 其中 18 层位于地面以上 1 km 高度内, 模式最高层位于 50 hPa。需要指出的是, 本文所使用的 1 km 的水平分辨率, 是可使用的合理的计算资源与数值模式的模拟能力之间的妥协; 虽然 Bryan et al. (2003) 和 Lane et al. (2005) 均指出, 正确解析对流活动的流场需要比 1 km 精细得多的模式网格, Morrison et al. (2015) 和 Lebo and Morrison

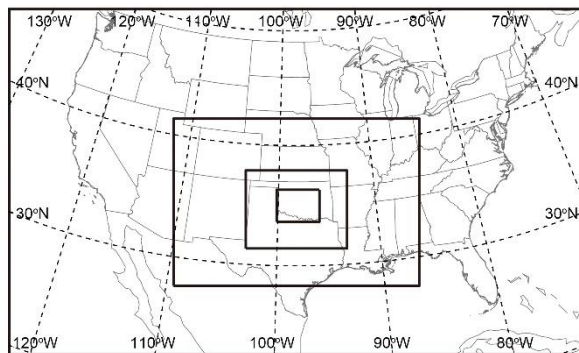


图 3.1 模式区域设置, 由外到内分别为 D01 至 D04。

(2015) 也发现模式分辨率从 1 km 变得更加精细的时候强对流雷暴系统的强度、结构、微物理特征和降水范围会发生一定的变化, 但是 1 km 的模式水平分辨率已经能够准确地对本次强对流雷暴事件中至关重要的物理过程 (如雷暴中层中气旋、冷池与环境垂直风切变之间的相互作用等) 进行模拟, 能够较好地重现整个强对流雷暴过程 (见下文 3.2 节的简要分析)。

为了尽量排除不同的物理参数化方案之间的差异对本文研究的影响, 以之前的研究经验和初步的敏感性实验为基础, 本文的模拟使用了一组固定的物理参数化方案组合。这些参数化方案包括: Thompson 云微物理参数化方案 (Thompson et al., 2008), Grell 三维集合积云对流参数化方案 (Grell et al., 2002; 仅在分辨率为 27 km 的 D01 网格中使用), MM5 相似性地表方案 (Zhang et al., 1982), RUC 陆面过程方案 (Benjamin et al., 2004), Mellor–Yamada–Nakanishi–Nino (MYNN) 2.5 级行星边界层 (PBL) 方案 (Nakanishi et al., 2009), RRTM 长波辐射方案 (Mlawer et al., 1997) 和 Goddard 短波辐射方案 (Chou et al., 1994)。模拟雷达反射率由 Thompson 微物理参数化方案内嵌模块通过雨水、雪和软雹的混合比计算得到。

3.2 确定性预报控制实验的模拟结果

为了证明上述数值模式的设计对 2013 年 5 月 20 日俄克拉荷马州强雷暴天气过程的模拟能力, 本文首先设计进行了确定性预报控制性实验 CNTL。在该实验中, 模式的四个区域由外至内分别于 5 月 19 日 1200 UTC、20 日 1200 UTC、20 日 1200 UTC 和 20 日 1500 UTC 初始化, 并分别积分至 21 日 0000 UTC 结束。D01 的初始条件和边界条件由 5 月 19 日 1200 UTC 时 GFS 模式的分析场及由此时开始积分至 21 日 0000 UTC、每 3 小时输出一次的预报场提供; D02 至 D04 的初始条件和边界条件由各区域的外层区域模拟结果插值得到, 所有区域单向嵌套、无双向反馈过程。

图 3.2 是 CNTL 模拟中 5 月 20 日 1800 UTC 的天气背景条件。与上一章分析中同

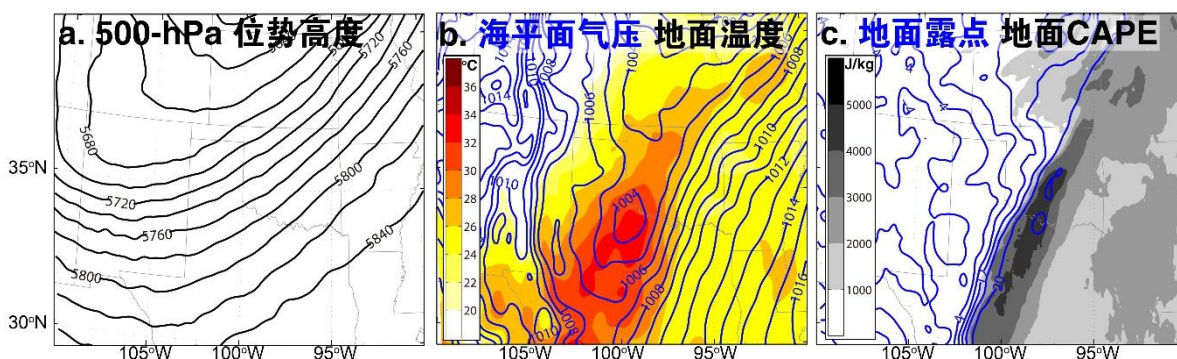


图 3.2 2013 年 5 月 20 日 1800 UTC CNTL D02 模拟结果: (a) 500-hPa 位势高度 (黑色等值线, 每 20 gpm), (b) 海平面气压 (蓝色等值线, 每 1 hPa) 和地面 2 米温度 (填色, 每 2 °C), (c) 地面 2 米露点温度 (蓝色等值线, 每 2 °C) 和 SB-CAPE (填色, 每 1000 J/kg)。

一时刻的 RAP 分析场（图 2.3）相比，CNTL 模拟的短波槽移动得较慢、位置偏西（图 3.2a），地面低压更强、气压更低、地面温度更冷（图 3.2b）。俄克拉荷马州境内与干线相关的水汽梯度与 RAP 分析相吻合（图 3.2c），虽然干线在俄克拉荷马州西南部的凸出特征未能被 CNTL 模拟出来。干线东侧的不稳定气团也被模式很好地重现，虽然 SB-CAPE 超过 5000 J/kg 的时间晚于 RAP 分析。从天气尺度上整体而言，本文使用的数值模式能够在 30 小时的积分之后很好地再现 5 月 20 日当地午后有利于强对流雷暴发生和发展的各种环境因素，虽然与日变化相关的边界层内升温、增湿和不稳定性增强的过程比实况发展偏慢。这些主要集中于天气尺度要素的差异同样反映了由于模式误差导致的实际可预报性受限的问题。

与模拟中天气尺度背景条件相比实况的轻微滞后相符，CNTL 中雷达回波最早出现于 1900 UTC 前后，约比观测的对流触发时间晚 1 小时。与观测相比，模拟的雷达回波不仅出现在俄克拉荷马州和德克萨斯州的边界，还出现在了模式区域 D04 的东北部（图 3.3a）。大量的对流触发首先出现在这两个区域，稍后也开始在之间的地区出现（图 3.3b），在 2030 UTC 的时候形成了一个向东移动的 QLCS 系统（图 3.3c）。在接下来的 1 小时内，系统中的雷暴经历了复杂的分裂和合并过程（图 3.3d-f）。在大约 2100 UTC 时，系统的准线性结构最明显（图 3.3d）；之后随着雷暴的移动和消散，整体的准线性

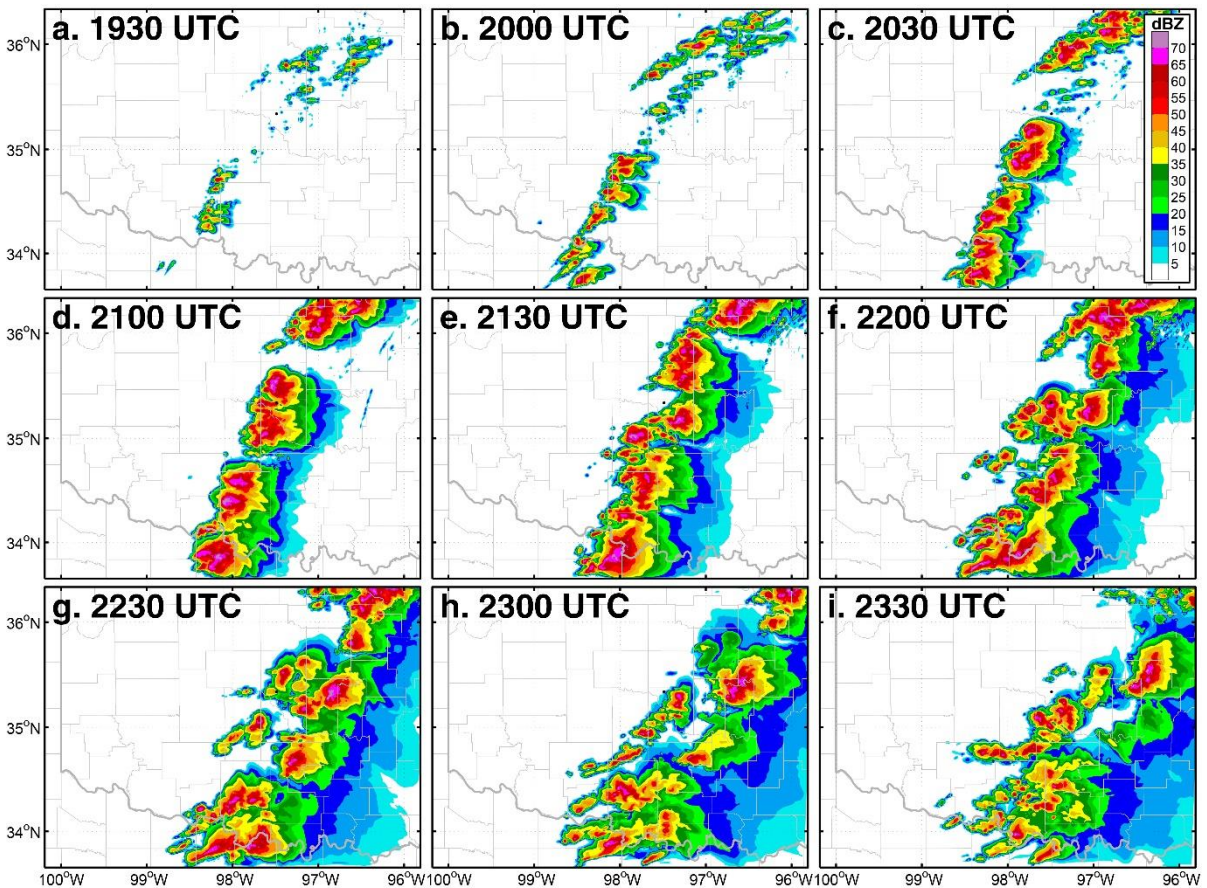


图 3.3 CNTL 模拟组合反射率拼图。

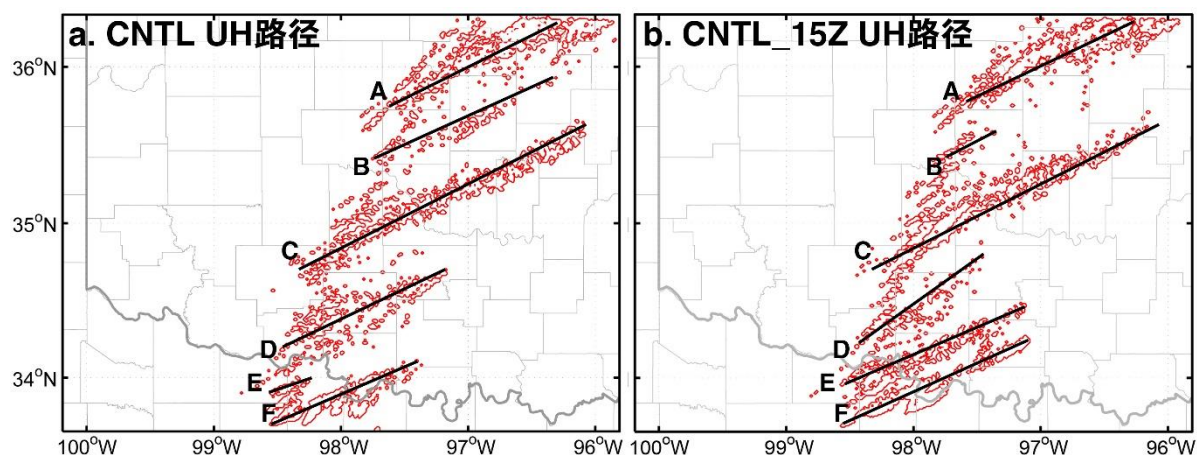


图 3.4 以 $180 \text{ m}^2/\text{s}^2$ UH 等值线为阈值的(a) CNTL 和(b) CNTL_15Z 的中气旋路径。字母标记各线为 UH 路径。

QLCS 结构特征逐渐减弱，对流变得分散（图 3.3g-i），到 2330 UTC（图 3.3i）时，仅剩很少的几个有组织的雷暴单体。

由于模拟反射率超过了 65 dBZ ，包含有强中气旋的超级单体雷暴很有可能在模拟中出现。本文使用上升气流螺旋度（updraft helicity，简称 UH；Kain et al., 2008）识别模拟结果中的中气旋，UH 的计算方法是地面以上 2 至 5 km 范围内向上的垂直速度与气旋性的垂直涡度随高度的积分；以 Naylor et al. (2012) 使用水平分辨率 1 km 的数值模式模拟结果为基础，本文选择 UH 大于 $180 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 作为识别中气旋的阈值。借助 UH 值的水平分布，模拟结果中识别出了多条中气旋路径（图 3.4a 中以字母“A”至“F”标记），其中最长的一条开始于北纬 35° 、西经 98° （图 3.4a 中的路径“C”），由模拟中生命史最长的一个超级单体雷暴产生。虽然 1 km 的分辨率尚不足以直接对龙卷进行模拟，但是以往的数值模拟研究表明 UH 路径与龙卷路径有着很高的相关性（Clark et al., 2012, 2013），因而 CNTL 中明显的 UH 路径显示了龙卷出现的潜在可能。

总的来说，CNTL 实验能够从天气背景条件、雷暴发生发展、组织演变的全过程和与龙卷相关的雷暴中气旋等多个方面较好地重现 2013 年 5 月 20 日俄克拉荷马州强对流雷暴天气过程。本文将使用 CNTL 的模式设置，对此次强对流雷暴天气过程的实际可预报性和本性可预报性进行研究。

3.3 实际可预报性实验设计

有研究工作表明，数值模式的预报中经常会存在天气背景特征的时间、幅度和位置的误差（Schultz et al., 2000; Elmore et al., 2006），类似的误差同样存在于对地面中尺度特征的预报中（Roebber et al., 2000; Colle et al., 2001; Coffey et al., 2013）；模式对边界层高度的预报的平均绝对误差可达数百米（Coniglio et al., 2013），不同边界层参数化方案预报的边界层的高度可相差数倍（Bright et al., 2002; Stensrud et al., 2002）。另一方面，

数值模式中模拟的对流的位置误差，尤其是在对流触发阶段产生的误差，也会由于下垫面地形条件发生变化、与大气状况的相互作用产生差异，而影响后续对流预报的准确性。因此，本文设计了两组集合预报，分别研究天气背景与边界层、以及地形的改变对此次强雷暴事件数值预报结果的影响。研究天气背景与边界层的影响时，集合预报的所有模拟使用了相同的模式设置，只是不同模拟的初始条件有所差异，所有的预报误差都来自于初始误差，没有模式误差的影响。而在研究地形的影响时，所有模拟使用了相同的初始条件和模式设置，只是不同模拟的地形有所差异，所有的预报误差都来自于下垫面误差带来的模式误差，而没有初始误差的影响。

天气背景的时间和边界层高度的误差通过将 CNTL 模拟中九个不同时间的模拟结果作为同一时刻的模拟初始场而引入。首先，对 1400 至 1600 UTC 每隔 15 分钟的 D03 模拟结果的某个变量求时间平均，获得该变量的三维的时间平均场；这九个每隔 15 分钟的模拟结果的该变量“扰动场”即是这九个模拟结果各自与时间平均场的差。这九个“扰动场”再分别加上 1500 UTC 的模拟结果，便获得了一组九个以 1500 UTC 的模拟结果为平均场、前后一个小时内大气变化状况为误差（扰动）的集合初始场。D03 的最外 40 个格点被设计为“缓冲区”，在这一缓冲区内，初始场中所添加的“扰动”的权重由最内的 1 线性递减至最外（区域边界格点）的 0；这样所有九个初始场在边界处的值与 CNTL 都保持一致，所有模拟使用与 CNTL 相同的同一个边界条件。WRF 模式标准输出中大气部分的所有的预报量和诊断量都按照这一方法进行了“扰动”。所有集合成员的 3 km 分辨率的区域 D03 和 1 km 分辨率的区域 D04 都以单向嵌套的方式从 1500 UTC 开始积分 9 小时，这一集合将被称为 TIME_SHIFT 集合。在 1 km 分辨率的 D04 之外额外扰动 3 km 分辨率的 D03 能够避免确定性（未被扰动）的边界条件对模拟结果的影响，这一影响也将会在第 4 章对 TIME_SHIFT 的结果分析中进行探讨。

没有对初始场进行“扰动”的模拟可作为“真值模拟”，以定量地计算初始场的误差对预报误差的影响。为了保证模式完美无误差的假定、并考虑集合预报在 1500 UTC 进行冷启动的影响，TIME_SHIFT 的真值模拟（记为 CNTL_15Z）以集合初始场的平均场（也即 1500 UTC 的 CNTL 模拟结果）作为初始场，从 1500 UTC 进行 9 小时积分。CNTL_15Z 的模拟结果、尤其是整体的 QLCS 结构与 CNTL 类似，虽然单个雷暴单体的时间、形态和强度有所区别，UH 路径也与 CNTL 有所差异（图 3.4b）：与 CNTL 相比，CNTL_15Z 中产生路径“B”的雷暴很快就消散了，产生路径“D”的雷暴的移动方向更加偏北，路径“E”更长、更明显。由于 CNTL 与 CNTL_15Z 的模式设置完全相同，这两个模拟之间的差异完全是由于 CNTL_15Z 的模拟在 1500 UTC 时停下来重新初始化冷启动造成的。这两个模拟之间的差异也从另一个方面反映出了这一强雷暴事件有限的实际可预报性。

要让对流在错误的位置触发，本文并没有对大气初始条件进行水平移动，而是反

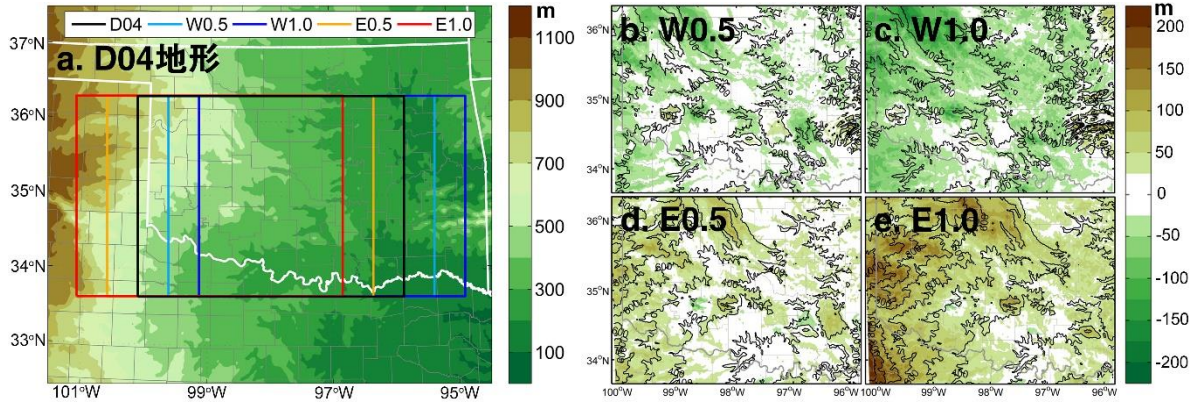


图 3.5 (a) D04 及周围区域地形，不同颜色的方框表示 TOPO_SHIFT 不同模拟所采用的地形范围，及(b) W0.5、(c) W1.0、(d) E0.5、(e) E1.0 四个模拟中所采用的地形与 D04 原始地形之差。

过来将模式下垫面地形进行移动，这样模式中模拟的对流触发的位置相对于地形就产生了误差。挪动下垫面地形的方法与 TIME_SHIFT 类似，将 D03 和 D04 的地形同时进行修改。3 km 分辨率区域 D03 的地形首先向西或向东移动 0.5° 或 1.0° （分别记为 W0.5、W1.0、E0.5 和 E1.0），最外层 40 个格点是缓冲区，缓冲区内地形从移动后的地形线性变化为原始地形（移动后的地形与原始地形之间的差异从区域内部到区域边界线性减小）。1 km 分辨率区域 D04 按照相同的方法进行移动，由于 D04 的地形移动方向和距离与 D03 的保持一致，因此 D04 的地形在边界处与对应的 D03 地形相互贴合，无需设置缓冲区。D04 的原始地形及四个移动后的地形如图 3.5a 所示，四个移动后的地形与原始地形之差如图 3.5b–e 所示。因为 D04 的地形基本上是西高东低的缓坡，从 3.5b–e 可以明显地看到，当地形向西（向东）移动时，整体地形海拔会降低（升高）。改变地形后 D03 和 D04，按照和 CNTL 相同的时间设置，分别从 5 月 20 日 1200 UTC 和 1500 UTC 进行积分至 5 月 21 日 0000 UTC。这一组实验将被称为 TOPO_SHIFT，与这组实验做参照的完美模式真值模拟是 CNTL。

3.4 本性可预报性实验设计

为了生成流场依赖的微小的初始扰动，首先在实验区域中额外增加了一个水平分辨率为 250 m、格点数为 1517×1121 的区域 D05。这一区域几乎全部覆盖 D04，其水平的四个边界距离 D04 的四个边界均仅为 10 km（10 个 D04 格点）。由于 D05 的分辨率高于 1 km，因此在 D05 中并没有使用边界层参数化方案¹，而是使用预报性 1.5 阶湍流动能（turbulence kinetic energy，简称 TKE）闭合方案对三维湍流进行参数化模拟，并用扩散作用处理垂直混合。在 D04 于 5 月 20 日 1500 UTC 初始化之后，D05 于 1700

¹ 根据 Green et al. (2015) 的分类，这一分辨率并未高到足以称为大涡（large-eddy）模拟，而应称为大涡解析（large-eddy-permitting）模拟。

UTC 加入模拟之中(此时模拟中并无雷达反射率),与 D04 双向嵌套积分 6 小时至 2300 UTC, 并与 D04 一起每 2.5 分钟输出一次模拟结果。

D04 和 D05 的模拟结果被用于生成流场依赖的微小扰动。对于某一时刻的一组 D04 和 D05 的输出结果, D04 中所有格点的模拟数值被其周围 1 km 半径范围内随机挑选的 D05 格点的模拟数值所取代, 产生一个替代原始 1 km 输出结果的 1 km 分辨率“替代场”。如果使用同一组 D04 和 D05 输出结果重复数次、产生多个替代场的话, 这一组替代场在某一格点处数值的发散程度(标准偏差), 即可代表在此格点周围半径 1 km 范围内由更高分辨率网格模拟带来的不确定性。然后, 对于同一时刻的一组替代场, 将每个替代场减去该时刻所有替代场的平均值(平均场)生成的扰动场加入 1700 UTC 的 D04 模拟结果上, 以此生成相应的一组包含有此时替代场流场信息和 CNTL 模拟中次网格尺度不确定性信息的一组集合预报初始场。在此过程中, “扰动”(被替换)的变量包括位势温度(θ)、水汽混合比(Q_v)和风场的三维分量(U、V、W)。从 1712:30 至 1747:30 UTC 的 15 对 D04/D05 模拟结果每一对都按照此步骤生成了 4 个替代场, 最终一共生成了 60 个初始场作为初始条件, 用于初始化自 1700 UTC 积分至 2300 UTC 的 6 小时集合预报。这一集合预报将被称为 EF_PERT, 并将是本文对本性可预报性的研究的主要分析内容。与之前实际可预报性的实验设计类似, 为了提供完美模式的参考真值模拟, 一个单独的确定性预报以 D04 在 1700 UTC 时的输出结果(也是 EF_PERT 的初始场的集合平均场)作为初始场积分 6 小时至 2300 UTC, 该模拟将被称为 CNTL_17Z。

本文还设计了另外几组集合预报实验, 研究不同的初始扰动特征对强对流雷暴预报技巧的影响。为了研究减小初始误差对集合预报的影响, EF_PERT 的初始扰动被乘以 0.1 之后再重新加入 1700 UTC 的 D04 模拟结果上, 以这组初始误差是 EF_PERT 初始误差的 10%的初始场作为初始条件进行积分的集合预报将被称为 EF_TINY。为了研究在不同时刻按照不同的背景流场进行流场依赖的扰动而生成的初始场对集合预报的影响, 本文还设计了 EF_1900 和 EF_2000 两组集合预报。EF_1900 (EF_2000) 的初始场按照与 EF_PERT 相同的方法扰动生成, 但是扰动时间是 1900 UTC (2000 UTC), 其初始场的平均场是 CNTL_17Z 在 1900 UTC (2000 UTC) 时的输出结果; 并且, 为了尽量减少扰动时刻活跃的对流对初始扰动的影响, 初始场扰动仅使用了 1900 UTC (2000 UTC) 前后 5 分钟内的四组 D04/D05 模拟结果, 而非 EF_PERT 使用的 15 组模拟结果。相对应的完美模式真值模拟 CNTL_19Z (CNTL_20Z) 使用 CNTL_17Z 在 1900 UTC (2000 UTC) 时的输出结果作为初始场, 这两个确定性模拟与 CNTL_17Z 的模拟结果的区别完全是由 1900 UTC (2000 UTC) 时模拟停止并重新冷启动所造成的。

表 3.1 展示了集合预报开始后 15 分钟(集合预报的模式设置中第一个模拟输出时间)时四个集合预报的温度(T)、水汽混合比(Q_v)和风场水平分量(U、V)的集合

表 3.1 不同集合预报在预报开始后 15 分钟时的统计特征

		T (K)	Qv (g/kg)	U (m/s)	V (m/s)
EF_PERT (1715 UTC)	标准偏差	0.066	0.11	0.19	0.20
	最大偏差	3.2	7.5	5.9	6.9
EF_TINY (1715 UTC)	标准偏差	0.0082	0.014	0.024	0.025
	最大偏差	0.98	3.5	2.1	1.7
EF_1900 (1915 UTC)	标准偏差	0.037	0.065	0.14	0.13
	最大偏差	8.6	11	17	12
EF_2000 (2015 UTC)	标准偏差	0.049	0.071	0.18	0.18
	最大偏差	18	10	31	27

统计特征。由于对集合初始场中非地转平衡的初始扰动的适应过程，初始扰动的值在模式积分开始后稍有变化。对于 EF_PERT 和 EF_TINY 两个从 1700 UTC 开始积分的集合预报，仅有 EF_PERT 中相较于集合平均的最大偏离与现有观测误差的数量级相当，而其他所有统计特征都要小很多。这意味着在现有的观测条件下，EF_PERT 中不同集合成员的初始场之间的差异无法被观测发现，而 EF_TINY 中不同初始场的差异在可以预见的未来都远在任何观测系统的探测能力之外。对于 EF_1900 和 EF_2000 两个集合预报，由于它们的初始扰动使用了较少（前后时间差较短）的 4 个模拟结果，因此它们的初始集合发散度（标准偏差）比 EF_PERT 稍小；然而，这两个集合的初始扰动中相较于集合平均的最大偏离比 EF_PERT 要大得多，这些异常大的扰动对集合预报的影响将会在第五章中加以分析。

3.5 本章小结

本章首先简要介绍了本文所使用的数值模式，确定性预报控制实验（CNTL）的模式设置及其模拟结果。在使用最内层区域水平分辨率为 1 km 的云解析区域模式、以 2013 年 5 月 19 日 1200 UTC 的 GFS 分析场和对应的预报场作为模式的初始条件和边界条件、在对流触发前积分超过 30 小时的 CNTL 模拟中，此次强对流雷暴天气事件的环境条件，包括高层的风场和俄克拉荷马州以西的短波槽、低层源自墨西哥湾的水汽输送、横穿俄克拉荷马州的干线以及干线以东地区极强的不稳定性都得到了很好的模拟，与对应时刻的 RAP 分析场相比误差很小。对流触发的时间和位置与 WSR-88D 雷达的观测十分接近，虽然之后模拟对流的发展不如实际观测到的雷暴迅速，对中尺度对流系统整体结构的模拟也比观测到的更加连续。以 2 至 5 km 上升螺旋度（UH）为指标，能够在 CNTL 模拟中标记数条中气旋路径，表明模拟的雷暴可能能够产生龙卷。

最后，本章介绍了以 CNTL 模拟的模式设置为基础、分别针对此次强对流雷暴天气过程的实际可预报性和本性可预报性进行研究的实验设置。

第四章 天气背景与下垫面地形对实际可预报性的影响

4.1 天气背景时间对强对流雷暴预报的影响

在本节中，“早期成员”将用于指代使用时间较早的 CNTL 模拟结果（如 1400、1415、1430 UTC 等）生成初始场的集合成员，“晚期成员”将用于指代使用时间较晚的 CNTL 模拟结果（如 1600、1545、1530 UTC 等）生成初始场的集合成员，对某一集合成员将直接以生成其初始场的 CNTL 模拟结果的时间指代（如“1500 成员”即指代的是初始场使用 1500 UTC 时 CNTL 模拟结果生成的集合成员）。

TIME_SHIFT 实验中对流的触发和雷暴早期发展如图 4.1 所示，集合面条图中不同线条展示的是不同集合成员的 40 dBZ 组合反射率等值线，以代表不同集合成员中强对流的位置。可以看到，D04 区域中不同集合成员的对流触发明显与时间相关，从集合晚期成员到集合早期成员的对流触发时间明显推迟。比如，1600 成员整体而言是对流触发最早的集合成员，其对流触发在北部区域出现于约 1800 UTC，在南部区域出现于约 1900 UTC（图 4.1a 及 4.1c 中的红线）；而 1400 成员是整体而言对流触发最晚的集合成

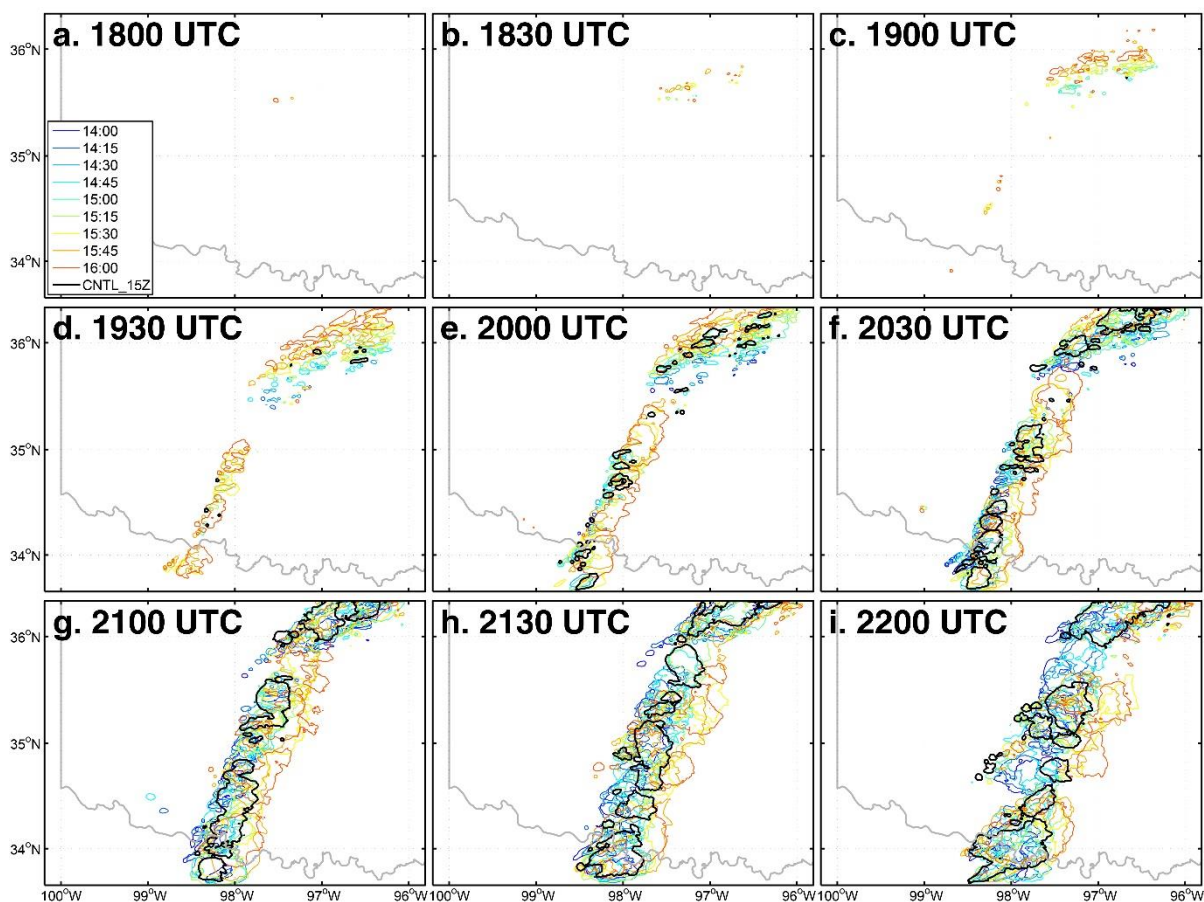


图 4.1 自 1800 UTC 至 2000 UTC 每 30 分钟的 TIME_SHIFT 各集合成员 40 dBZ 组合反射率等值线集合面条图。

表 4.1 TIME_SHIFT 对各 UH 路径预报的成功率

路径	A	B	C	D	E	F
成功率 (%)	100	0	78	55	78	89

员，其对流触发在北部区域出现于约 1930 UTC，在南部区域出现于约 2030 UTC（图 4.1d 及 4.1f 中的蓝线）；也就是说，在整个 D04 区域内，1400 成员的对流触发相较于 1600 成员整体推迟了约 2 小时。之后，不同集合成员中雷暴的位置保持着一定的差异；总地来说，早期成员的对流触发位置偏西，而晚期成员的对流触发位置偏东（例如图 4.1i）。这也是由于晚期成员中对流触发较早、早期成员中对流触发较晚造成的。

初始场天气背景条件的变化不仅影响了对流触发的时间，也改变了不同雷暴的强度和路径。对 UH 路径的检验发现此次强雷暴事件中有些路径的可预报性很强，而有些则很弱。对 UH 路径的检验方法按照 Wandishin et al. (2008, 2010) 中的“成功率”方法，判断真值实验中的各个雷暴单体是否在集合成员的几个成员中被成功模拟。结果显示（表 4.1），最北的 UH 路径（图 4.2 中的路径“A”）被所有集合成员成功模拟；与之相反，虽然在集合面条图中能在路径“B”沿线看到偶尔出现的 UH 高值区域（图 4.2），这条路径没被任何集合成员模拟出来。最长的路径“C”被 78% 的集合成员成功模拟，两个早期成员与这一雷暴相关的对流触发相较于 CNTL_15Z 位置偏北，未能发展为成熟的雷暴单体；集合预报中路径“C”的预报相较于 CNTL_15Z 的路径方向偏右，且晚期成员的右向分量更大。南部的“D”、“E”和“F”三条路径的模拟同样有着较大的发散；虽然集合成员对路径“A”和“C”的雷暴的对流触发位置的预报较为集中，但是与“D”、“E”和“F”相关的雷暴的触发位置则较为分散。此外，有些成员预报出来了与路径“F”明显分离的路径“E”，而另外一些成员中的路径“E”则很不明显。进一步对雷达反射率的检验发现，这是由于两个雷暴的相互位置关系造成的：如果产生路径“E”的雷暴与产生路径“F”的雷暴在触发的时候十分接近的话，路径“E”的雷暴会在触发后很快消散，因而造成路径“E”的预报失败。

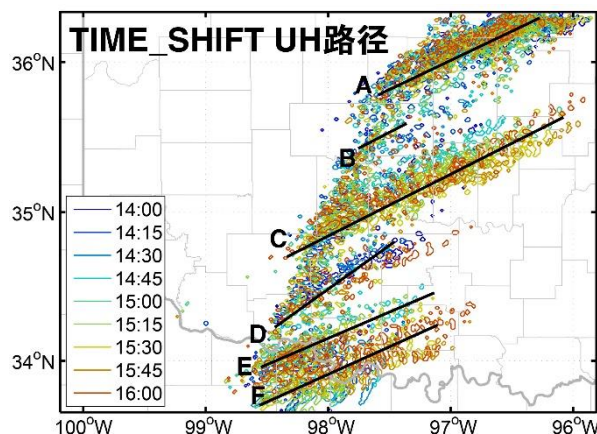


图 4.2 TIME_SHIFT 实验中各集合成员 $180 \text{ m}^2/\text{s}^2$ UH 等值线集合面条图。字母“A”至“F”标记各线为真值模拟 CNTL_15Z 中的 UH 路径，与图 3.4b 一致。

为了量化各集合成员与 CNTL_15Z 的差异，按照 Ehrendorfer et al. (1999) 中的定义以及 Zhang et al. (2006)、Bei et al. (2007)、Sippel et al. (2008) 和 Melhauser and Zhang (2012) 等文章中的应用方法，本文对误差总能量 DTE 进行了计算，其计算公式为：

$$DTE = 0.5[u'^2 + v'^2 + (c_p/T_r)T'^2],$$

其中 $c_p = 1004.9 \text{ J}/(\text{kg} \cdot \text{K})$ 是等压比热容， $T_r = 270 \text{ K}$ 是计算时的参考温度， u' 、 v' 和 T' 是在每一格点处 TIME_SHIFT 的集合成员与 CNTL_15Z 的纬向风、经向风和温度的差值。均方根 (root-mean) 误差总能量 RMDTE 是 DTE 按照水平层、垂直方向、整个模式区域或所有集合成员求平均之后的平方根，可视为一个以能量的形式将风场和温度场的均方根误差相结合的参数。作为 RMDTE 量级的参考，常用的对资料同化系统的观测误差 [如 WRF 模式的资料同化系统 WRFDA 中默认使用的来自美国空军气象局 (Air Force Weather Agency, 简称 AFWA) 的观测误差统计文件 obserr.txt] 和全球模式的分析误差的可估算为 2 K 的温度误差及 2 m/s 的风场水平分量误差，其对应的 RMDTE 约为 3.4 m/s。

图 4.3a 为各集合成员的区域平均 RMDTE 随时间的演变。最晚成员 (1600 成员) 的 RMDTE 增长得最早，其它成员的 RMDTE 开始增长的时间依次由晚期成员向早期成员延迟，RMDTE 开始增长的时间延迟特征是由于对流触发的时间延迟特征造成的，各成员 RMDTE 开始增长的时间也与对流触发的时间特征一致。所有集合成员的 RMDTE 都在约 2200 UTC 前后达到最大值，之后随着对流的减弱而缓慢降低。对流触发之后 RMDTE 的迅速增长同样也反映在集合成员平均的垂直 RMDTE 随时间的变化特征中 (图 4.3b)。在 1900 UTC 前，垂直 RMDTE 并没有明显的增长，TIME_SHIFT 各集合成员与 CNTL_15Z 之间的误差主要集中于低层 (< 5 km)、尤其是近地面的边界层 (< 1 km)，和高层 (> 10 km)。对流触发之后，RMDTE 在整个模式垂直层范围内迅速增长、并产生了地面附近和约 13 km 附近对流层顶两个局部极值，在 2200 UTC 达到最大值之后，所有垂直层的 RMDTE 都开始减小。

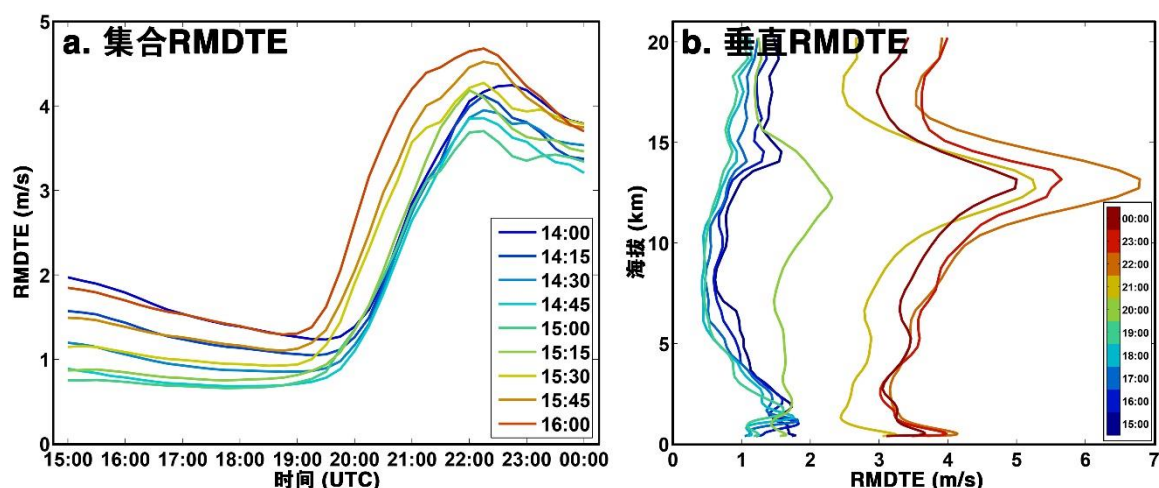


图 4.3 (a) 集合各成员的区域平均 RMDTE, (b) 集合成员平均的 RMDTE 垂直分布。

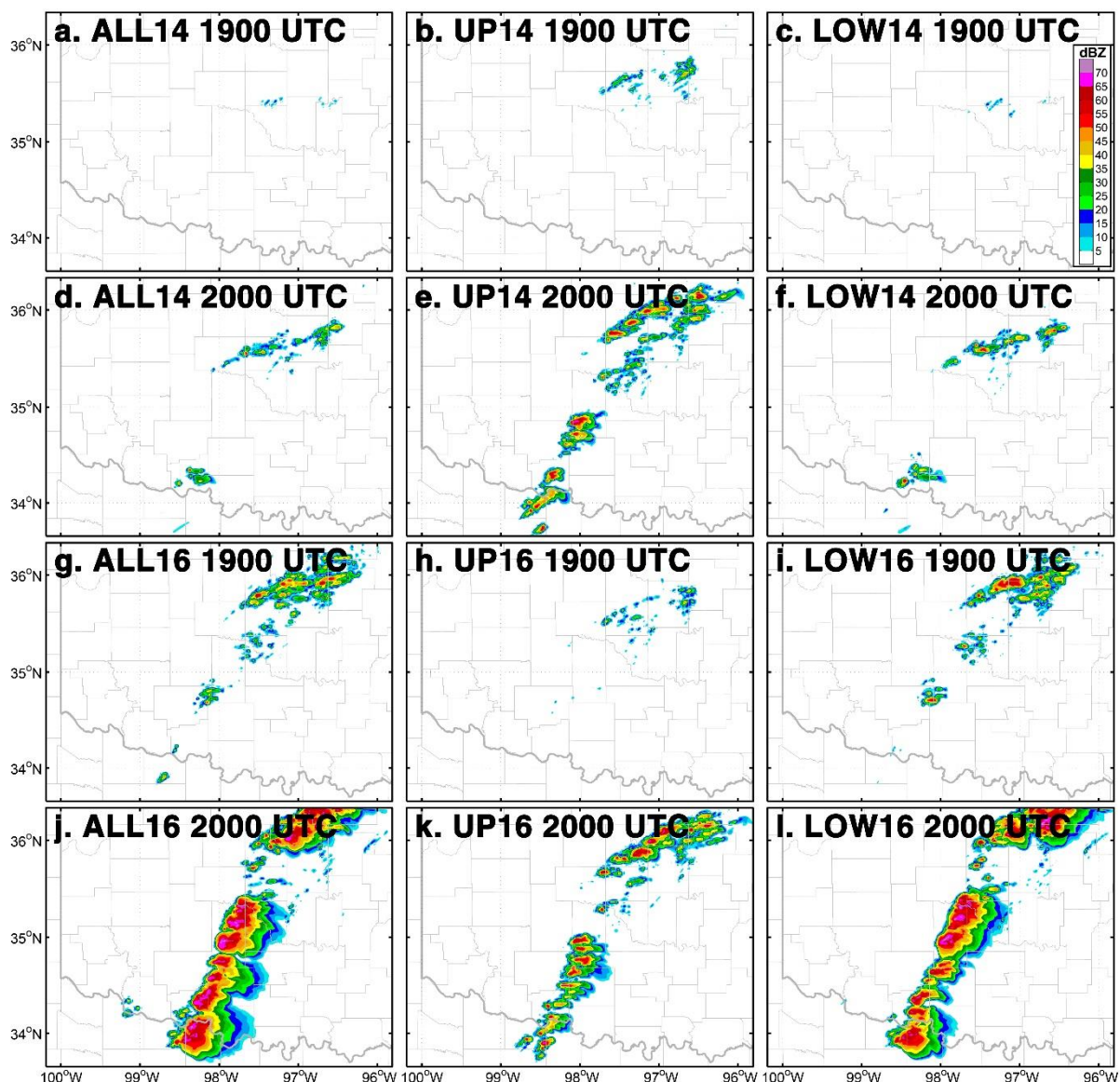


图 4.4 (上左) ALL14、(上中) UP14、(上右) LOW14、(下左) ALL16、(下中) UP16 和 (下右) LOW16 六个实验在 (第一、三行) 1900 UTC 和 (第二、四行) 2000 UTC 时的雷达组合反射率拼图。

本文设计了额外的几对实验以研究对流触发时间差异的来源。第一对实验记为 UP14 和 UP16，这两个模拟的初始条件是将 CNTL_15Z 的初始条件中地面以上 4 km (约 600 hPa) 以上的垂直层次全部分别以 1400 和 1600 两个成员的初始条件替代，地面以上 2.5 km (约 750 hPa) 以下的垂直层次保持 CNTL_15Z 的初始条件不变，在地面以上 2.5 km 至 4 km 之间的垂直层次则将 CNTL_15Z 和 TIME_SHIFT 集合成员的初始条件线性组合 (类似于产生 TIME_SHIFT 和 TOPO_SHIFT 的扰动时处理缓冲区的方法)，以在高层和低层两组不同的初始条件之间平滑过渡。因此，UP14 和 UP16 分别有 1400 成员和 1600 成员的中高层天气条件和相同的、CNTL_15Z 的近地面层状况。另外一对实验被记为 LOW14 和 LOW16，这一对实验与 UP14 和 UP16 的处理方法相反，

它们的 2.5 km 以下的垂直层次的近地面层状况分别是 1400 和 1600 两个成员的初始条件，而 4 km 以上的垂直层次的中高层天气条件是 CNTL_15Z 的初始条件。按照类似的命名方法，TIME_SHIFT 的 1400 和 1600 两个成员将仅在与这些敏感性实验的对比中分别被记为 ALL14 和 ALL16。

对这六个实验以及 CNTL_15Z 进行比较，便能够很容易地发现影响对流触发时间的主要因素是来自于近地面层还是来自于中高层。从图 4.4 可以看到，ALL14 和 LOW14 有着类似的对流触发时间和地点（图 4.4a、c），ALL16 和 LOW16 也有着类似的相似性（图 4.4g、i），并且这一相似性在模拟过程中始终保持（图 4.4d、f，图 4.4j、l）。而另一方面，UP14 和 UP16 中模拟的对流（图 4.4b、e、h、k）与 ALL14/LOW14 和 ALL16/LOW16 差异非常大，然而这两个模拟之间却非常相似（例如，将图 4.4b、e 分别与 h、k 进行比较），并且除了一些对流位置的差异之外这两个模拟也与 CNTL_15Z 很相似。这些敏感性实验证明，TIME_SHIFT 中对流触发时间的差异主要是由每个集合成员中对流层近地面层（边界层）的差异造成的。

为了研究不同的初始条件的差异、尤其是上文所述的敏感性实验中指出的对流层近地面层的差异为何会对对流触发的时间产生影响，本文研究了触发深湿对流所必须的一些基本条件（Johns et al., 1992; Doswell et al., 1996）。首先，地面 2 m 露点温度 T_d 能用于确定干线的位置。与第三章中天气背景分析一致，俄克拉荷马州境内低层水汽出现了很大的水平梯度（也即干线），在不到 100 km 距离内 T_d 变化了将近 10°C （图 4.5a）；随着时间推移，到了当地时间下午对流触发前，水汽的梯度变得更大（图 4.5b，

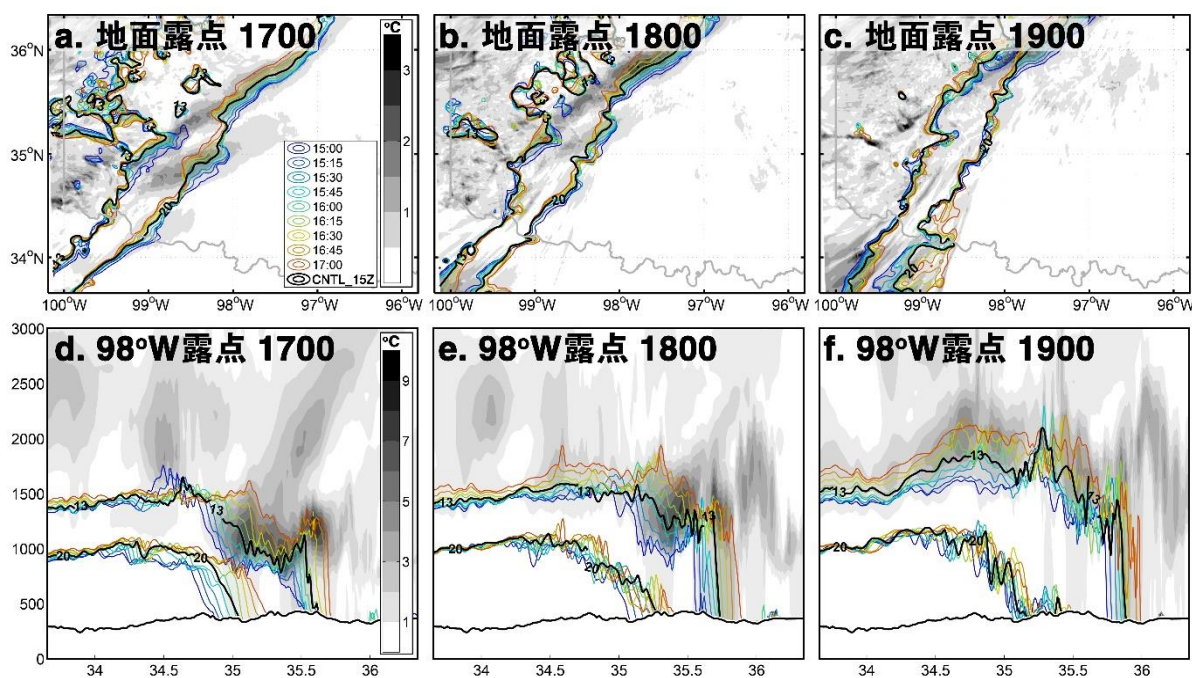


图 4.5 （第一行）地面 2 m 和（第二行）西经 98°垂直截面的 13°C 和 20°C 等露点温度 (T_d) 线随时间的变化。阴影为露点温度 T_d 的集合发散度。

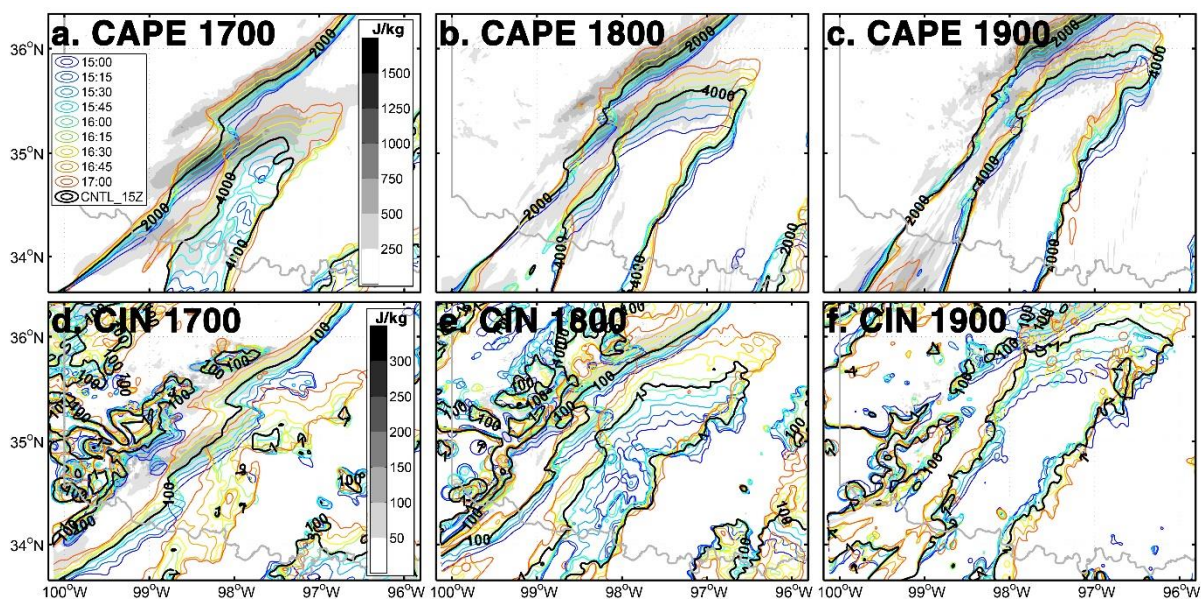


图 4.6 (第一行) 2000 及 4000 J/kg 最不稳定对流有效位能 (MU-CAPE) 和 (第二行) 1 及 100 J/kg 最不稳定对流抑制能量 (MU-CIN) 集合等值线随时间的变化。阴影为 MU-CAPE 和 MU-CIN 的集合发散度。

c)。水汽场的差异主要集中在干线沿线及其干侧 (西侧), 而在干线的湿侧 (东侧) 集合发散度要小得多 (不超过 0.5 K; 图 4.5c)。与此同时, 边界层内的低层水汽开始变厚, 晚期成员尤其明显 (图 4.5d-f); 垂直方向最大的 T_d 集合发散度并未出现在近地面层而是出现在地面以上 1 km 以上, 表明不同集合成员在边界层内的水汽差异很小, 而主要差异是边界层内水汽的厚度: 例如, 在 1800 UTC 时, 不同集合成员中 13°C 等露点温度线在 35.3°N 附近的高度差异可达 1 km。之前的研究工作已经表明, 边界层内 1 g/kg 的水汽差异足以对模拟中是否出现对流产生决定性的影响 (Crook, 1996)。

近地面层水汽场的差异也会影响到环境的不稳定性。受到干线以东地区的南风从墨西哥湾输送的充沛水汽的影响 (图 2.2b), 所有集合成员的高 MU-CAPE (最不稳定对流有效位能) 区域都随着时间向北延伸, 并且各个集合成员的等值线由晚期成员向早期成员依次向南滞后几乎相同的一段距离 (图 4.6a-c)。MU-CAPE 的集合发散度主要集中于 4000 J/kg 区域的顶端与 2000 J/kg 等值线之间, 表明不同集合成员之间 MU-CAPE 的差异主要是 4000 J/kg 区域北部顶端的位置。到了 1800 UTC (图 4.6b), 有些晚期成员已经在 D04 区域的北部生成了反射率超过 40 dBZ 的对流系统, 此时它们的 MU-CAPE 也已经超过了 4000 J/kg, 而其它一些并未触发对流的成员的 MU-CAPE 在这一区域只达到了 2000 J/kg。与 MU-CAPE 的变化特征相似, 晚期成员的最不稳定对流抑制能量 (MU-CIN) 比早期成员更低 (图 4.6d-f): 例如, 在 1800 UTC 时 (图 4.6e), 有些集合成员在俄克拉荷马中部的 MU-CIN 已经减小至 1 J/kg 以下, 而早期成员中的这一大范围的 MU-CIN 低值区直到一小时后的 1900 UTC 时才出现 (图 4.6f)。

本文进一步通过提取 D04 区域中心北纬 35°、西经 98° 处模式模拟探空对环境垂直

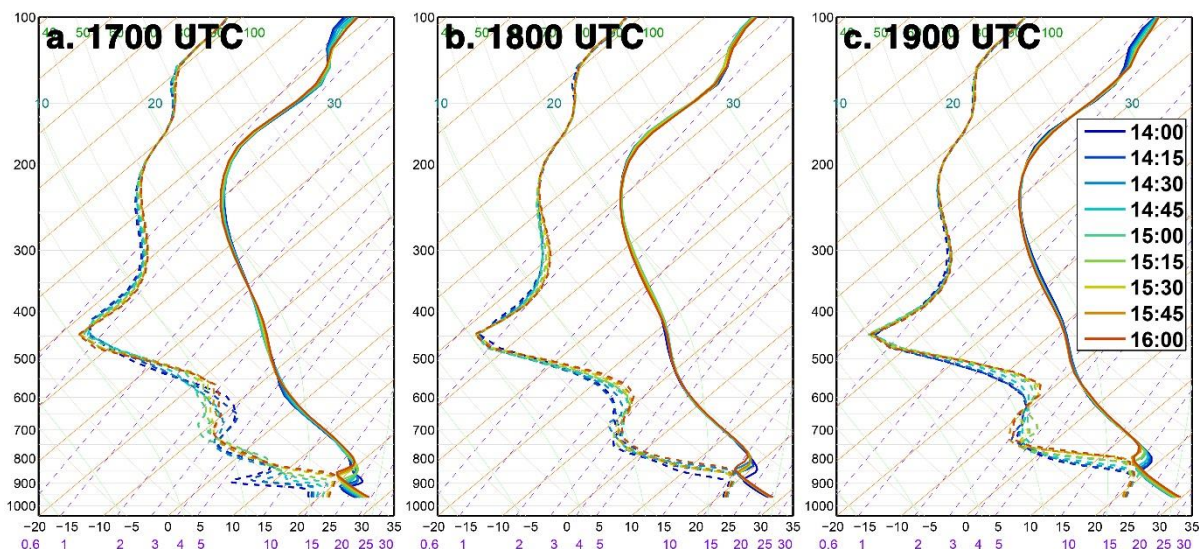


图 4.7 模式模拟探空图（斜温图）。

结构的差异加以分析和比较。虽然使用单一模式格点处的垂直特征可能会带来代表性误差的问题，但是在对流触发前，由于大气环境比较均一、水平方向变化比较平缓，代表性误差并不会对结果产生太大影响。从斜温图（图 4.7）中可以看到，不同集合成员之间垂直结构的差异主要出现在 500 hPa 以下的露点温度曲线，晚期成员系统性地比早期成员水汽更充足。例如，在 1700 UTC 时（图 4.7a），1600 成员的低层大气已经十分潮湿，模拟探空曲线中 850 hPa 附近的气团已经几乎饱和；而在相同高度上，1400 成员由于水汽场的北向扩展尚未到达这一位置（图 4.5d），其露点仅有不到 10°C，温度露点差高达 20°C。而且，在接下来的数个小时中，早期成员的边界层始终比晚期成员更干（图 4.7b、c）。温度曲线的差异的垂直范围较小，其中晚期成员的逆温层更高、更弱，这一特征在 1900 UTC 时尤其明显（图 4.7c），并且在逆温层以下晚期成员的温度比早期成员更高（图 4.7a）。晚期成员更暖、更湿的边界层使得它们比早期成员的 CAPE 更高、CIN 更低，有着更高的出现对流的潜势。

由于垂直探空中不同集合成员的逆温层高度有所差异，本文通过分析逆温层高度和自由对流层（level of free convection, 简称 LFC）高度的差异对不同集合成员中对流被触发的潜势进行比较。逆温层高度被定义为地面以上 4 km 范围内饱和湿球温度垂直分布曲线的最大值的高度（Graziano et al., 1987）。为了更明显地展示不同集合成员间的差异，图 4.8 仅展示了 1400 成员（对流触发最晚的成员）和 1600 成员（对流触发最早的成员）的逆温层高度和 LFC 高度。在对流触发前，1400 成员的 LFC 始终比 1600 成员更高（图 4.8a, b 和 d, e），并且在 1800 UTC 时，1600 成员的北部区域已经没有逆温层的存在（图 4.8d），而在 1400 成员中这一区域的逆温层直到约 2 小时后 2000 UTC 时才消失（图 4.8c）。1600 成员中较低的 LFC 和更早消失的逆温层都使得它的环境比 1400 成员更有利于对流的触发。

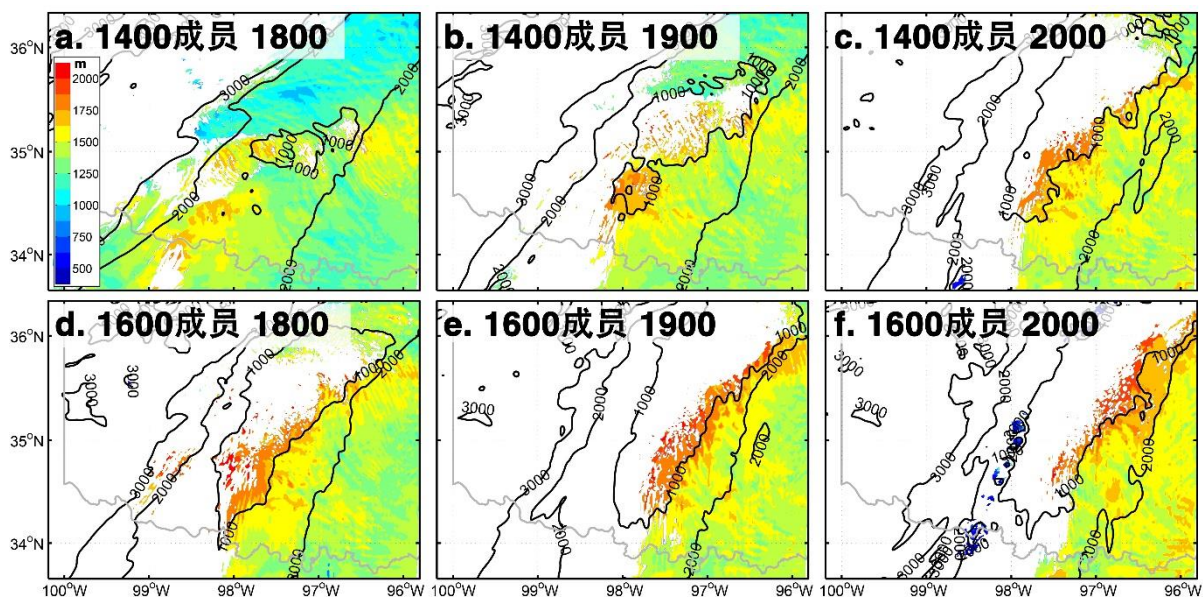


图 4.8 (第一行) 1400 成员和 (第二行) 1600 成员的逆温层高度 (填色, 每 250 m) 和 LFC 高度 (等值线, 每 1000 m)。

之前的分析表明, 对流触发的时间和各个集合成员初始场中天气背景的时间保持同步。为了研究不扰动边界条件对可预报性的影响, 本文设计了一组额外的集合预报实验 TIME_D04。该实验与 TIME_SHIFT 类似, 但是生成初始扰动的时候仅使用了 CNTL 模拟中 D04 的结果, 而没有使用 D03 的模拟结果。CNTL 模拟中 1500 UTC 至 1700 UTC 的输出结果按照 TIME_SHIFT 相同的方式处理并重新加到 1600 UTC 的输出结果上, 四个边界方向各有 50 个格点宽的缓冲区。与预期相符, TIME_D04 中对流触发的特征有着南北区域的差异: 在北纬 35° 以北的区域, 对流触发的特征与

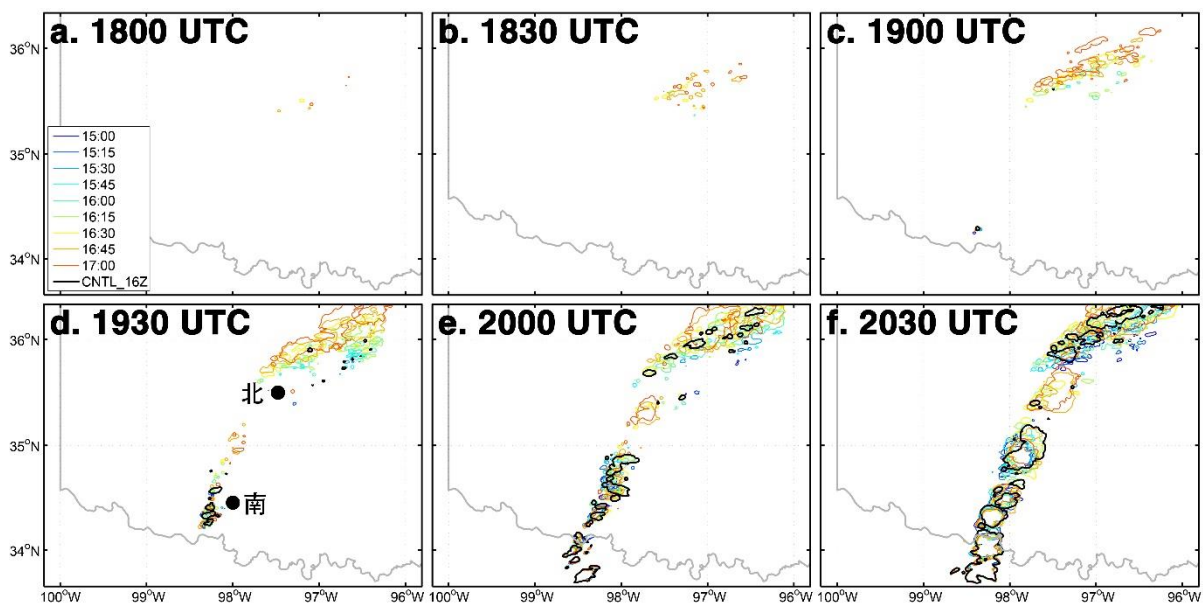


图 4.9 自 1800 UTC 至 2030 UTC 每 30 分钟的 TIME_D04 各集合成员 40 dBZ 组合反射率等值线集合面图。(d) 中以“南”“北”标示的位置为图 4.10 中两处探空曲线的位置。

TIME_SHIFT 基本相同，晚期成员触发得较早、早期成员触发得较晚（图 4.9a–e）；而在北纬 35°以南的区域，各集合成员中对流在 1900 UTC 前后几乎同时触发（图 4.9c, d）。

两个分别位于北纬 34.5°、西经 98°和北纬 35.5°、西经 97.5°的探空（探空的位置如图 4.9d 中“南”“北”两个圆点所示）被从模拟结果中提取出来，分别用以作为南部区域和北部区域的环境结构的代表探空（图 4.10），以研究南北两个区域的环境结构的差异。可以很明显地看到，北部探空的特征（图 4.10a–c）与 TIME_SHIFT 的探空的特征（图 4.7）十分相似，晚期成员的低层始终比早期成员更加潮湿，且在 1800 UTC 时 1700 成员的垂直温度结构中已经没有逆温层（图 4.10b）。与之相反，虽然在 1700 UTC 时各集合成员的南部探空存在着一定垂直结构的差异（图 4.10d），这一差异随着时间迅速减小，到了 1900 UTC、也即各集合成员即将或已经出现对流的时候，所有集合成员的

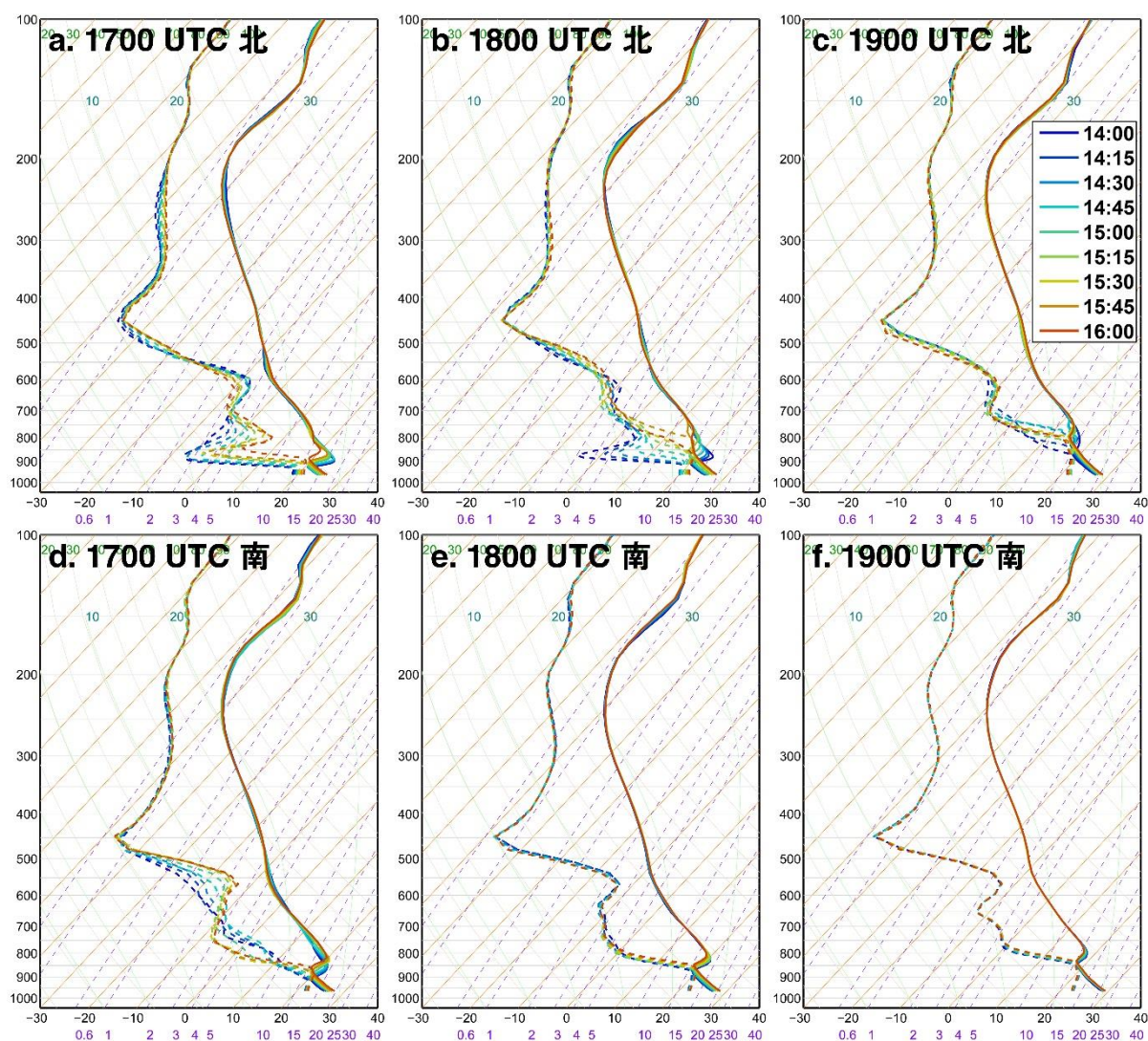


图 4.10 TIME_D04 实验中（第一行）北部区域和（第二行）南部区域的代表探空。两个探空的位置如图 4.9d 中“南”“北”两个圆点所示。

温度和露点曲线几乎完全一致，各集合成员的环境条件变得几乎完全相同。对集合成员在不同区域的 DTE 的分析同样证实了在南部区域集合发散度的减小。分析不同模式变量的集合发散度可以发现，由于 TIME_D04 实验中确定性（未被扰动）的 D04 边界条件，干线以东区域主要以南风为主的天气条件会将未被扰动的边界条件自南部边界向北传播进入模式南部区域中，减小这一区域的集合发散度；而在原始的 TIME_SHIFT 实验中，由于 D03 和 D04 的南部边界有着较大的距离，未被扰动的 D03 的边界条件的影响并不会在模式积分时间内传播到 D04 区域以内。TIME_D04 中初始条件和边界条件对预报误差的影响与 Vié et al. (2011) 的结论类似。TIME_D04 实验中对流触发时间的区域性变化不仅再次证明了对流触发时间对边界层内环境条件的敏感性，也强调了在集合预报和集合资料同化系统中不仅对初始条件、同样也对边界条件进行扰动的重要性。

4.2 下垫面地形对强对流雷暴预报的影响

如第三章所述，地形对在错误的地理位置触发的对流的影响将以相反的方式通过移动地形而非大气条件加以研究。在模式 D04 区域内，向西（向东）移动地形会造成整体海拔高度的降低（升高），这一地形的变化同样会影响到对流触发以及强对流雷暴的发展。需要指出的是，虽然在上一节中研究的天气背景时间的提前或滞后同样会造成中高层天气背景条件（如短波槽、高空急流等）的位置移动，但是 UP14/UP16 和 LOW14/LOW16 两组敏感性试验表明，时间变化造成的中高层天气背景条件的变化并不会对对流触发产生明显的影响，对流主要由边界层热力过程而非天气背景条件所控制，因此上一节与本节所研究的预报误差的来源有着一定的区别。

TOPO_SHIFT 集合的模拟结果表明，对流触发的时间会因地形变化而改变。在地形向西移动的模拟（W0.5 和 W1.0）中，对流触发同时出现在北部和南部区域（图 4.11a1 和 b1），而在地形向东移动的模拟（E0.5 和 E1.0）中，对流触发首先出现在南部（图 4.11d1 和 e1）。虽然在所有模拟中对流都很快发展并组成了一条准连续的对流线，不同模拟中的地形对对流的组织结构同样有着一定的影响。在 W0.5 和 E0.5 中（图 4.11b3 和 d3），众多的对流单体彼此之间紧密相邻，仅有很小的以层状云区相连接的缺口，这一组织形态与 CNTL 十分相似（图 4.11c3）。然而，如果地形的移动距离变得更大，对流单体会变得更加分散，并组织为少数几个非常强的雷暴（图 4.11a3 和 e3），尤其是 E1.0（图 4.11e3）。这一组织结构的差异造成了 TOPO_SHIFT 实验比 TIME_SHIFT 实验更大的 UH 路径发散度，尤其是路径“C”，在 TOPO_SHIFT 实验中不同实验对该路径的纬向位置差异可达 0.5° （图 4.12）。W1.0 模拟中路径 B 和 C 的中气旋强度较弱。此外，E0.5 和 W1.0 中模拟的雷暴的北向移动分量更大，比 CNTL 中的雷暴移动方向

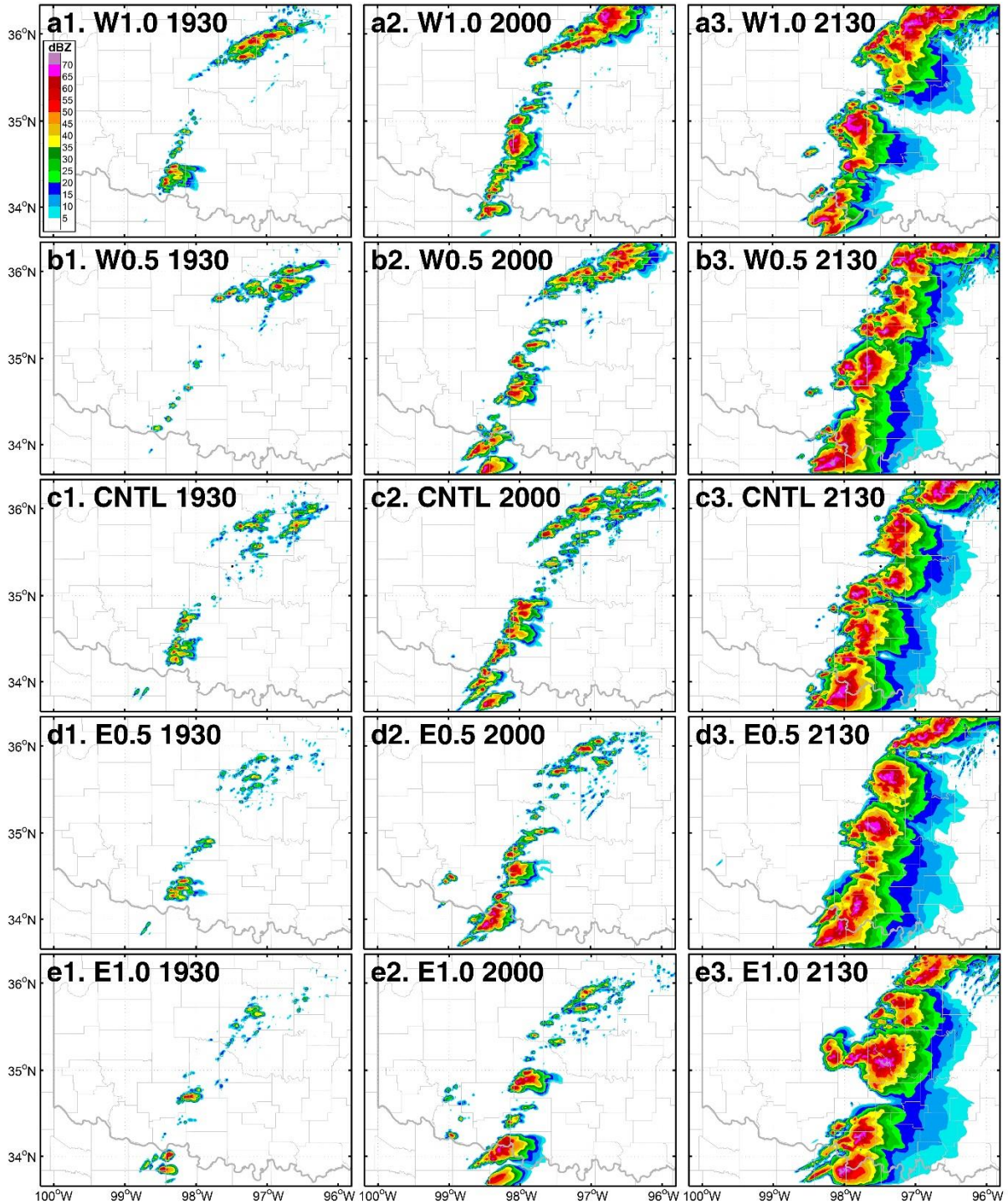


图 4.11 TOPO_SHIFT 中各模拟与 CNTL 组合反射率随时间的变化。

偏左 10° 。与之相反，E1.0 中产生路径“C”和“E”的中气旋比 CNTL 更大、更强，相对应的雷暴更大、更强，产生的路径也比 CNTL 更长。与 TIME_SHIFT 的结果类似，

表 4.2 TOPO_SHIFT 对各 UH 路径预报的成功率

路径	A	B	C	D	E	F
成功率 (%)	100	50	100	50	75	75

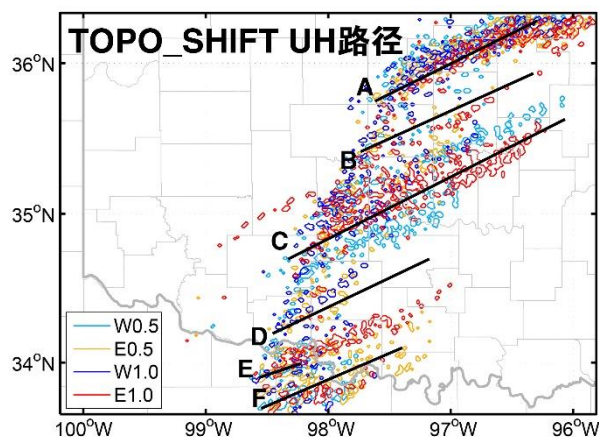


图 4.12 TOPO_SHIFT 实验中各集成员 $180 \text{ m}^2/\text{s}^2$ UH 等值线集合面条图。字母“A”至“F”标记各线为真值模拟 CNTL 中的 UH 路径，与图 3.4a 一致。

雷暴“A”和“C”的可预报性依旧十分强，达到了 100%，而雷暴“B”和“D”是最难预报的（表 4.2）。

地形的升高或降低无疑会对地面附近的环境热力场特征产生影响，两个位于 TIME_D04 中“南”“北”相同位置的探空被提取出来对此加以比较（图 4.13）。很明显，在所有四个模拟的两个区域中，温度曲线在各自的逆温层以下几乎完全相同（相互遮盖），表明地形的变化并未系统性地对边界层内的温度结构产生影响。但是，各个模拟在北部区域探空的露点曲线有着较大差异（图 4.13a）。W1.0 模拟的边界层是最潮湿的，1800 UTC 是在逆温层附近几乎已经饱和，产生了四个模拟中最低的 LFC（约 900 hPa）和最强的 MU-CAPE，而与之相反的最干的 E1.0 模拟的边界层则有着最高的 LFC（约 750 hPa）和最弱的 MU-CAPE（不稳定性将在下文进一步分析）。然而，南部区域露点曲线的差异远小于北部区域（图 4.13b）。

本文进一步分析了地面以上 1 km 高度内以质量做权重的低层平均水汽在对流触发

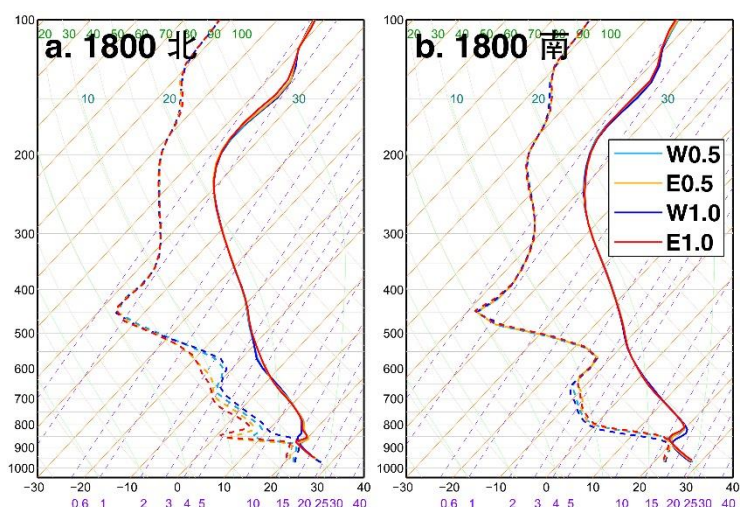


图 4.13 1800 UTC 时 TOPO_SHIFT 实验的两个代表探空。探空位置与 TIME_D04 相同。

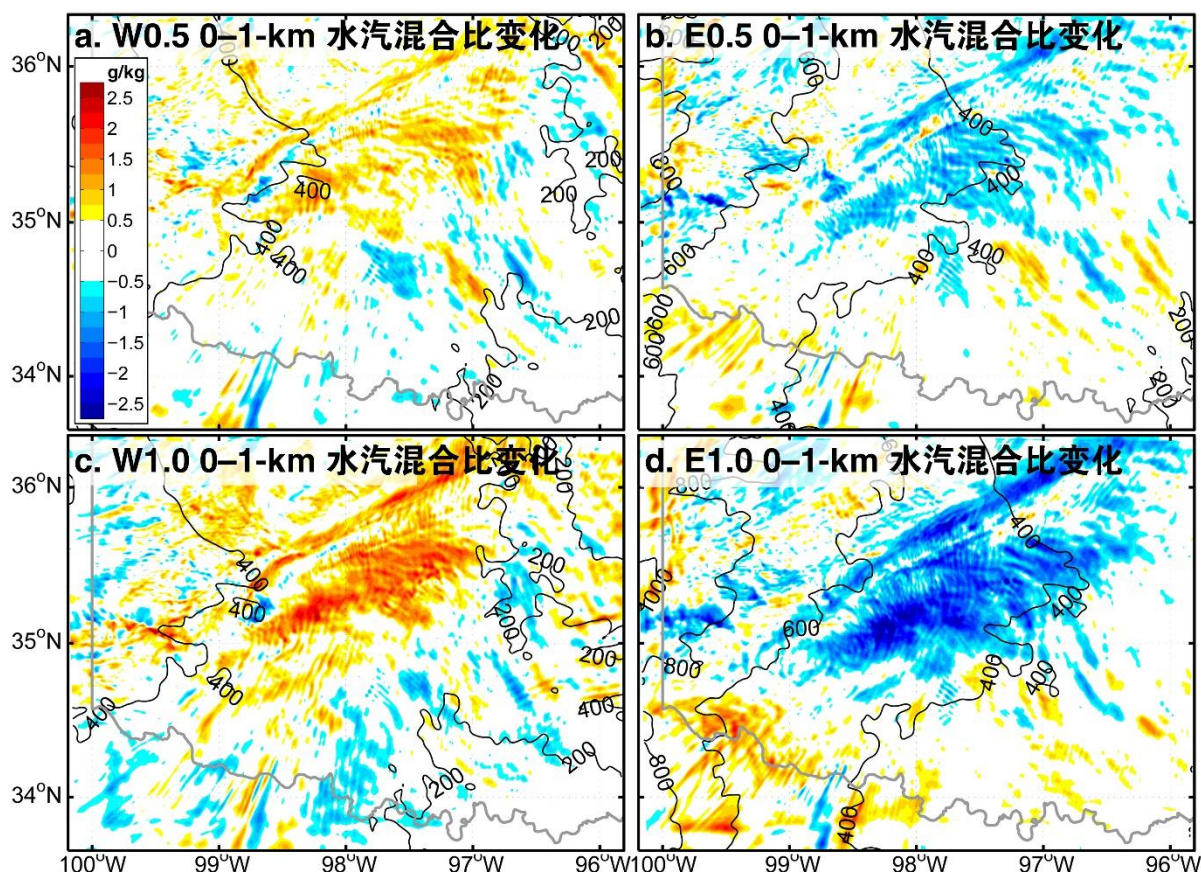


图 4.14 TOPO_SHIFT 各模拟中地面以上 1 km 以内以质量做权重的平均水汽从 1500 UTC 至 1800 UTC 的变化与 CNTL 模拟的差异（填色，每 0.5 g/kg）。黑色等值线为各模拟中的地形（每 200 m）。

前从 1500 UTC 到 1800 UTC 的变化，着眼于上午的日循环中增湿的过程，以研究 TOPO_SHIFT 四个模拟中水汽的差异。在这 3 小时内，TOPO_SHIFT 的各个模拟中水汽的变化有着区域性的偏差。在所有模拟中，水汽差异主要集中于北纬 35°以北（图 4.14），并且 W1.0 和 E1.0 中差异的量级更大（图 4.14c, d）。差异最大的区域会随着模式积分而发生变化，但是在所有模拟中差异最大的区域都出现在相同的位置，W0.5 和 W1.0 较潮湿的边界层与 E0.5 和 E1.0 较干燥的边界层特征也与探空曲线的分析一致（图 4.13）。W0.5 和 W1.0 较潮湿的边界层可能是由于向西挪动地形之后海拔降低（图 3.5b、c）、干线以东区域水汽输送增强造成的。

由于低层水汽的变化，TOPO_SHIFT 的各个模拟的环境不稳定性同样出现了较大差异。例如，1800 UTC 时，W1.0 模拟中 4000 J/kg 的 MU-CAPE 区域已经几乎达到了北纬 36°（图 4.15c），而在 E1.0 模拟中相同 MU-CAPE 的范围在这一位置以南几乎 0.5°（图 4.15d）。对比 W1.0 和 E1.0 分别与 CNTL 的 MU-CAPE 差异可以发现，在这一地区 W1.0 和 E1.0 的 MU-CAPE 之差超过了 2000 J/kg，使得 W1.0 在这一区域的对流触发早于 E1.0 出现（图 4.11a1, e1）。类似的、但是量级稍小一些的不稳定性的差异同样

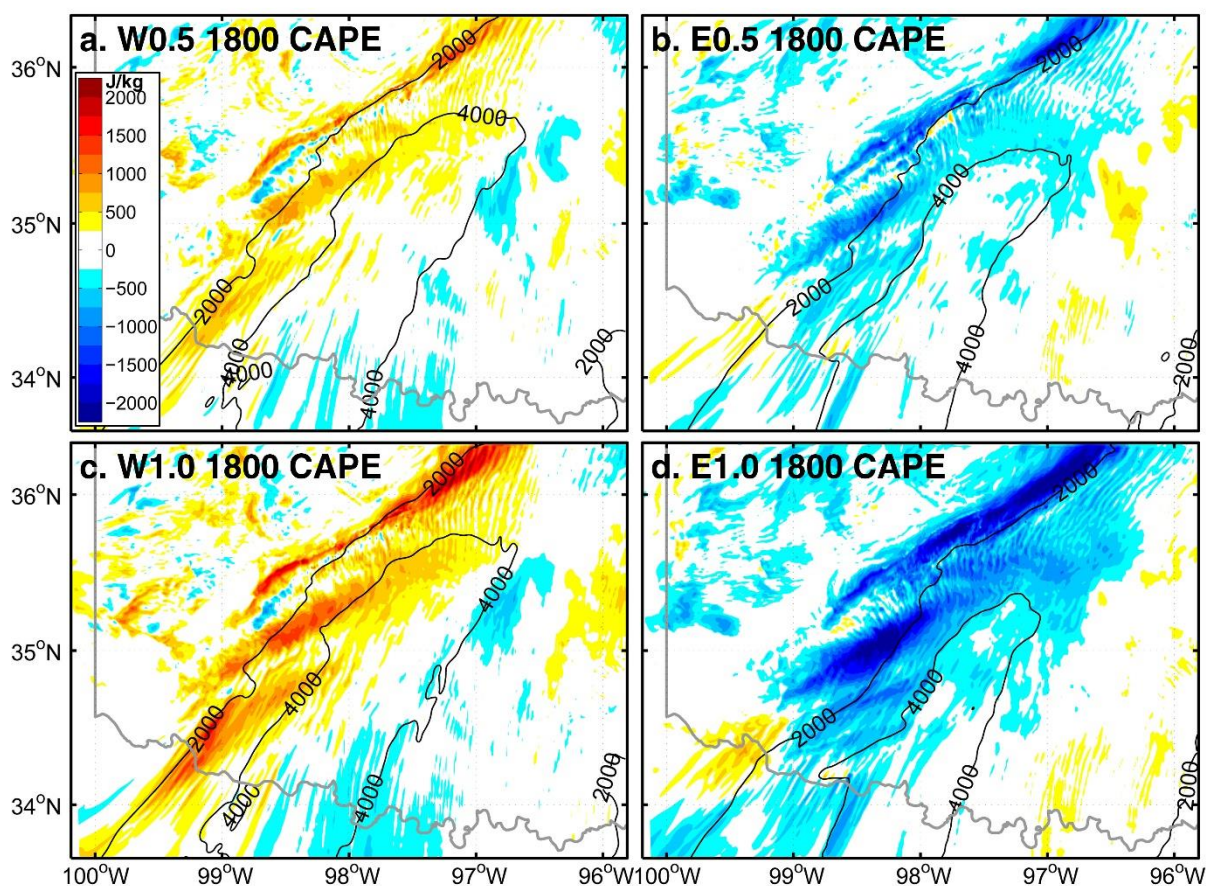


图 4.15 TOPO_SHIFT 各模拟中 1800 UTC 时 MU-CAPE 与 CNTL 模拟的差异 (填色, 每 250 J/kg)。黑色等值线为各模拟中的地形 (每 200 m)。

存在于 W0.5 和 E0.5 之间 (图 4.15a, b)。

地形的变化对热力场的影响主要集中于低层水汽场和环境不稳定性, 并因而导致了不同的模拟中不同的对流触发时间。这一结论进一步证明了 TIME_SHIFT 实验结果中低层水汽对对流触发时间的重要性。另一方面, 对流触发的位置和之后雷暴的发展与组织则与动力过程 (也即风场及其垂直结构) 密切相关 (Weisman et al., 1982, 1984; Markowski and Richardson, 2010; 寿绍文 等, 2009)。接下来本文将分析三个与风场相关的参量, 分别代表低层平均风场的差异、风场垂直结构的差异和风场垂直积分的差异。由于风场在高分辨率模拟中的演变十分迅速, 本文仅分别取用一个时间点为例, 对地形对这些参量的影响进行分析。

上文对水汽的分析中提到过, 水汽场差异的大值区在不同模拟中的位置是相似的, 这是由于低层风场并无大范围覆盖整个模式区域的系统性变化。从图 4.16 中可以看到, 在干线以东、有较大几率触发对流的区域, TOPO_SHIFT 中地面以上 1 km 高度内以质量做权重平均风速在对流将要触发的 1830 UTC 时与 CNTL 相比的变化较小, 一般都不超过 20% (约 3 m/s)。但是, 如果比较 TOPO_SHIFT 模拟与 CNTL 低层风场的矢量差的话, 有很多风速差很小 (不到 10%) 的区域的矢量差达到或超过了 5 m/s, 这表明

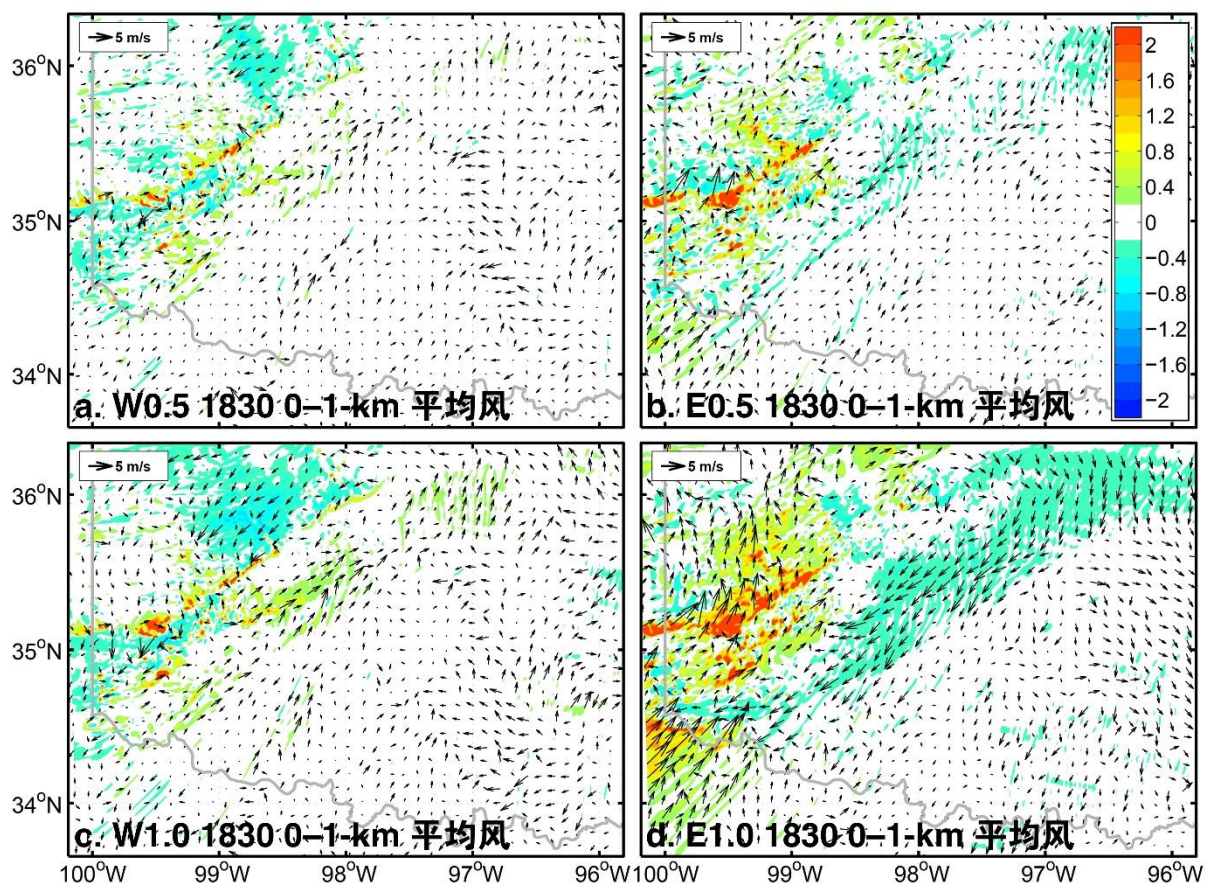


图 4.16 TOPO_SHIFT 各模拟 1830 UTC 时地面以上 1 km 高度内以质量做权重的平均风速与 CNTL 模拟的变化比例（填色，每 0.2 m/s）与风场的矢量差异（箭头）。

风场在这些区域发生了方向性的变化，这一变化可能会影响边界层内的低层辐合（图 4.17）。在对流触发前的这一个小时中，MU-CAPE 超过 4000 J/kg 的区域里 W0.5 和 W1.0 模拟在地面以上 1 km 以内的辐合比 E0.5 和 E1.0 模拟中相同量级的辐合覆盖范围更广，尤其是 1830 UTC 之后在纬度 35° 北的区域（图 4.17c, d）。这一低层辐合的差异可能也导致了 E0.5 和 E1.0 模拟中南部对流比北部对流先触发的特征（图 4.11d1, e1）。

另一个可能影响低层辐合变化的因素是垂直风切变。风场垂直结构的变化通过分析 1830 UTC 时地面以上 0 到 1 km 的垂直风切变（以下简称“切变”）为代表。图 4.18 中可以看到，TOPO_SHIFT 中部分区域的切变相比 CNTL 增加了超过两倍。虽然切变的变化主要位于干线的干侧，在干线的湿侧、也即对流可能会触发的区域中同样出现了一些局地性的、很强的切变变化。与低层平均风场相似，低层切变同样有切变量级变化不大而矢量差很大的区域（如图 4.18d 的 E1.0 模拟中北纬 35.3°、西经 97° 附近，切变减小了约 50%，而矢量差超过了 5 m/s），同样预示着切变在这些区域发生了方向性的变化。虽然这些切变的量级和方向的变化并不大，它们同样可能会像低层风场的变化一样影响低层辐合。此外，低层切变的变化还有可能影响对流单体的类型，并导致随后模拟中不同的对流结构（Thompson et al., 2003）。

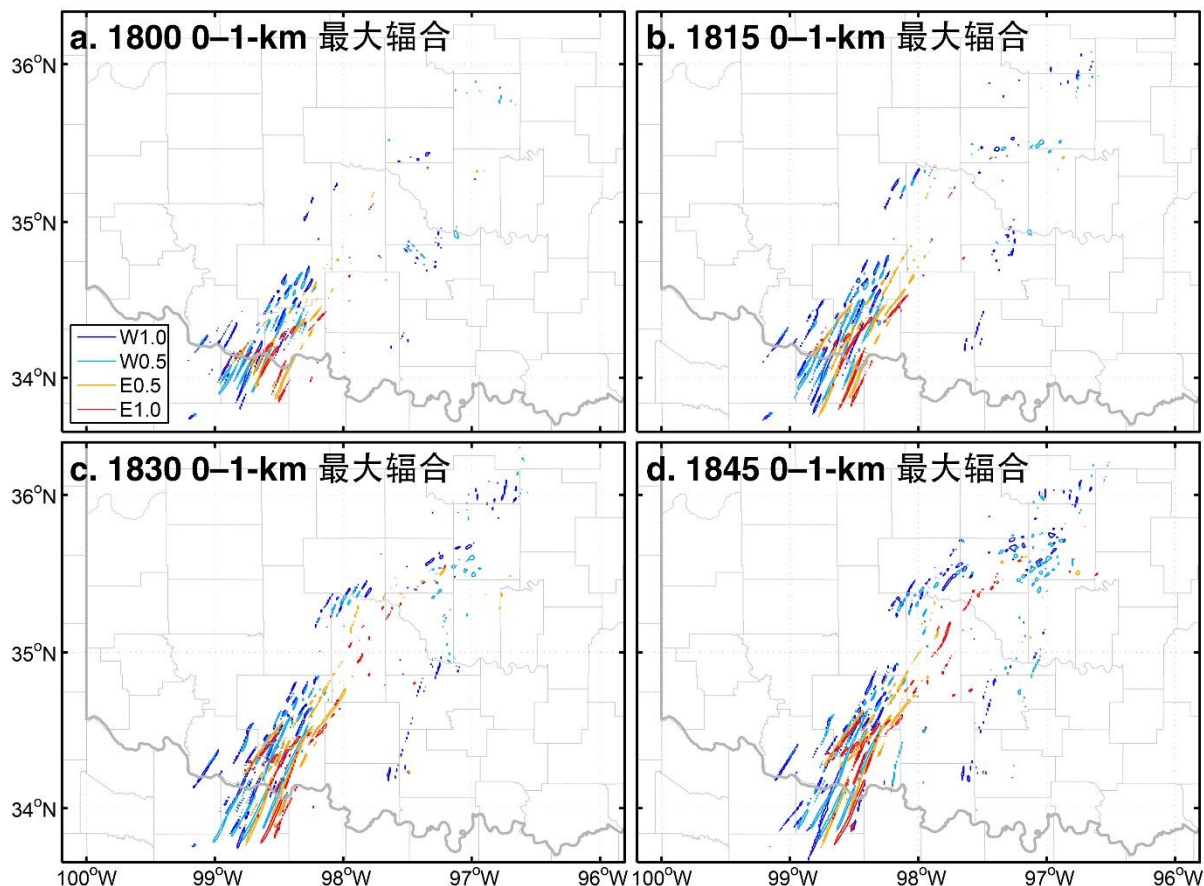


图 4.17 TOPO_SHIFT 各模拟在 MU-CAPE 超过 4000 J/kg 的区域内地面以上 1 km 高度中最大辐合的 0.0015 /s 等值线。

雷暴相对环境螺旋度 (storm-relative environmental helicity, 简称 SREH), 作为一个在垂直方向对风场进行积分的参量, 被认为在雷暴的发展过程中与雷暴的组织结构密切相关 (Davies-Jones et al., 1990; Markowski et al., 1998)。图 4.19 是 2000 UTC 在对流发展过程中的地面以上 0 到 3 km 的低层 SREH。很明显, 在四个模拟中, 雷暴附近的 SREH 均在 100 至 150 m^2/s^2 之间。然而在更东的、可能会在接下来影响雷暴发展的区域中, 不同的模拟的 SREH 出现了较大差异: 在 E1.0 模拟中 (图 4.19d), SREH 仅有 150 m^2/s^2 ; E0.5 略高, 仅刚刚达到 200 m^2/s^2 (图 4.19b); 而在 W0.5 和 W1.0 中 (图 4.19a 和 c), 有很大一片区域的 SREH 都超过了 200 m^2/s^2 。这些 SREH 的差异表明, 虽然地形的变化对动力场的直接影响可能很小, 在一定的垂直范围内积分之后, 这些微小的变化可能会累积到足以对可能影响雷暴结构和发展的环境因素产生明显的影响。

4.3 本章小结

本章主要分析了两方面影响雷暴实际可预报性的误差来源: 其一来自于用于驱动区域模式的全球模式预报中天气背景时间的提前或滞后, 其二来自于区域模式对对流

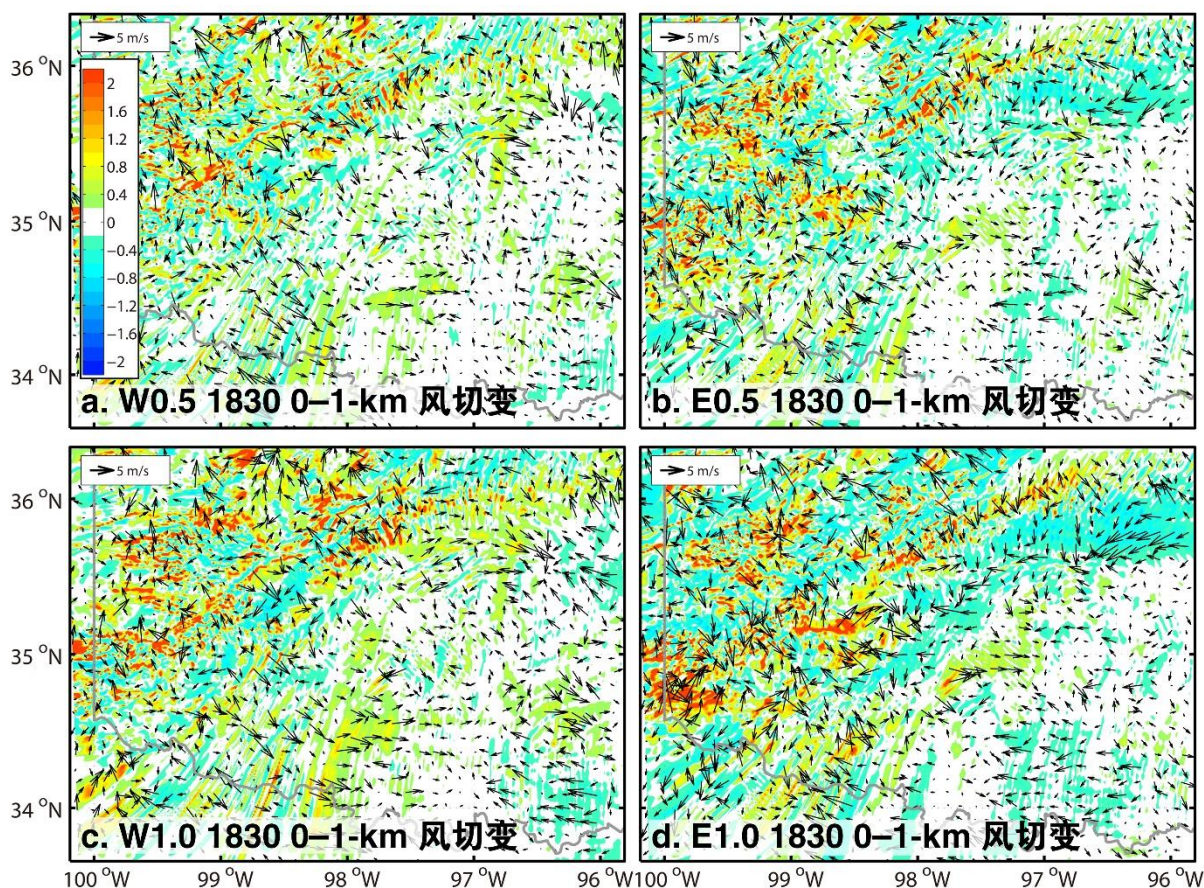


图 4.18 TOPO_SHIFT 各模拟 1830 UTC 时地面以上 0 到 1 km 风切变与 CNTL 模拟的变化比例（填色，每 0.2 m/s）与风切变的矢量差异（箭头）。

触发的位置的预报差异。

TIME_SHIFT 集合着眼于天气背景时间的变化对边界层发展的影响，发现不同集合成员中边界层的发展特征基本一致，对流触发的时间基本与各自的初始条件的天气背景时间同步。对于使用较晚的 CNTL 输出结果作为初始场的集合成员，模拟中边界层内的水汽更丰沛，不稳定性更强（CAPE 较高），抑制更弱（CIN 较小，LFC 高度较低，逆温层消失较早），因而更早达到有利于对流触发发生的环境条件，也使得这些集合成员早于使用较早的 CNTL 输出结果作为初始场的集合成员出现对流触发。敏感性实验表明，对流触发的时间主要受到对流层低层（边界层）内环境条件的变化影响。另一组使用确定性（未被扰动）的边界条件的集合预报发现，由于没有了边界扰动，不同集合成员在模式区域南部几乎同时触发对流，进一步证明了天气背景时间能够通过创造适合对流发展的环境条件影响对流触发的时间，并指出了扰动边界条件对正确开展集合预报的重要性。

TOPO_SHIFT 实验通过将模式地形向西或向东移动 0.5°或 1.0°，研究地形的改变对于在错误的地理位置触发的对流的影响。地形发生变化之后，不仅对流触发的时间发生了变化，模拟的雷暴的发展和组织结构也发生了变化。不同的地形高度会改变边

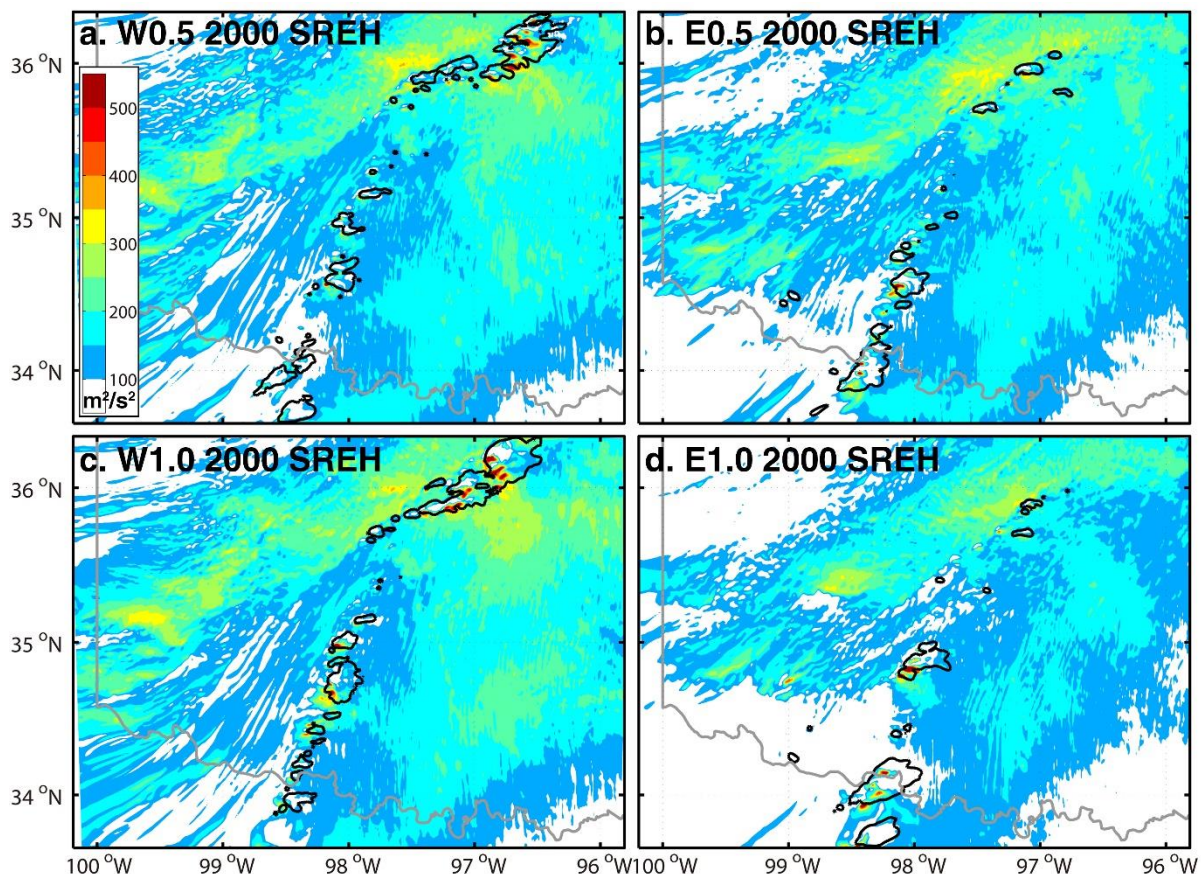


图 4.19 TOPO_SHIFT 各模拟 2000 UTC 时的雷暴相对环境螺旋度 (SREH; 填色, 从 $100 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 开始, 每 $50 \text{ m}^2/\text{s}^2$)。黑线为各模拟的 40 dBZ 雷达组合反射率等值线。

界层以内的水汽和不稳定性, 使得对流触发的环境条件发生差异, 并影响对流触发的时间和地理位置。虽然高度变化并不会对整体流场特征产生系统性的影响, 风场对小尺度地形结构 (如山峰和山谷) 的动力响应会通过改变边界层内风速、风向或垂直风切变而带来局地辐合的增强或减弱, 还会影响垂直积分参量 SREH。在适当的环境条件下, 局地辐合的变化会导致对流触发的位置的移动, 而风切变和 SREH 则会对后续对流的发展和组织结构产生影响。

TIME_SHIFT 和 TOPO_SHIFT 的结果表明, 对 2013 年 5 月 20 日美国俄克拉荷马州的这次强对流雷暴天气事件而言, 天气背景时间和地形作用可通过改变边界层的发展和结构导致预报误差。这两组实验的初始误差与目前全球模式的分析误差相当, 意味着的此次事件的实际可预报性有着一定的局限。在 CNTL 模拟的雷暴与实际观测的雷暴之间时间、发展和结构的差异也从另一方面反映了这一实际可预报性的局限。这些预报误差也提出了更多的问题, 例如如何在确定性预报和集合预报中考虑可能产生边界层结构巨大差别的边界层参数化方案的不确定性。由于实际可预报性与当前的业务和准业务系统密切相关, 本文的研究结果指出了业务预报中提高强对流雷暴天气预报水平的可能方向。

TIME_SHIFT 和 TIME_D04 的对比表明扰动边界层对正确实施集合资料同化和集合预报至关重要。此外，即使在集合成员之间差异很小的情况下（也即 TIME_D04 集合的南部区域），对流触发的位置依旧显示出了随机性，雷暴的发展也出现了一定的差异。这一现象表明，即使不断减小模式误差或初始场误差，对强对流雷暴的预报依旧存在有一定的不确定性，其本性可预报性可能有着一定的局限。因此，本文的下一章将对此次强对流雷暴过程的本性可预报性进行研究。

第五章 强对流雷暴的本性可预报性分析

5.1 集合预报中模拟的雷暴的不确定性

5.1.1 雷达反射率、降水和误差总能量分析

图 5.1 是 EF PERT 集合 60 个集合成员中随机挑选的 3 个成员在分别代表对流触发和雷暴接近成熟阶段的两个时间的组合反射率。所有的集合成员都有着类似的准线性对流系统 (QLCS) 结构特征, 各个模拟的发展和演变特征也与 CNTL 实验十分类似 (参见图 3.3)。然而, 虽然在 2000 UTC 时各个集合成员对初始对流线的模拟比较相似, 单个对流的位置和强度依旧有所差异。不同雷暴单体的外形、发展和组织结构的区别在 2130 UTC 的成熟阶段时变得更加明显; 例如, 成员 50 此时产生了 3 个明显相互独立的雷暴单体, 而成员 36 此时只有两个单体, 成员 15 中的对流则组织得较为分散 (图 5.1)。

EF PERT 集合模拟的 40 dBZ 组合反射率在对流触发和雷暴发展阶段的集合概率如图 5.2 所示。对流首先在 1900 UTC 前后在俄克拉荷马州和德克萨斯州的边界附近

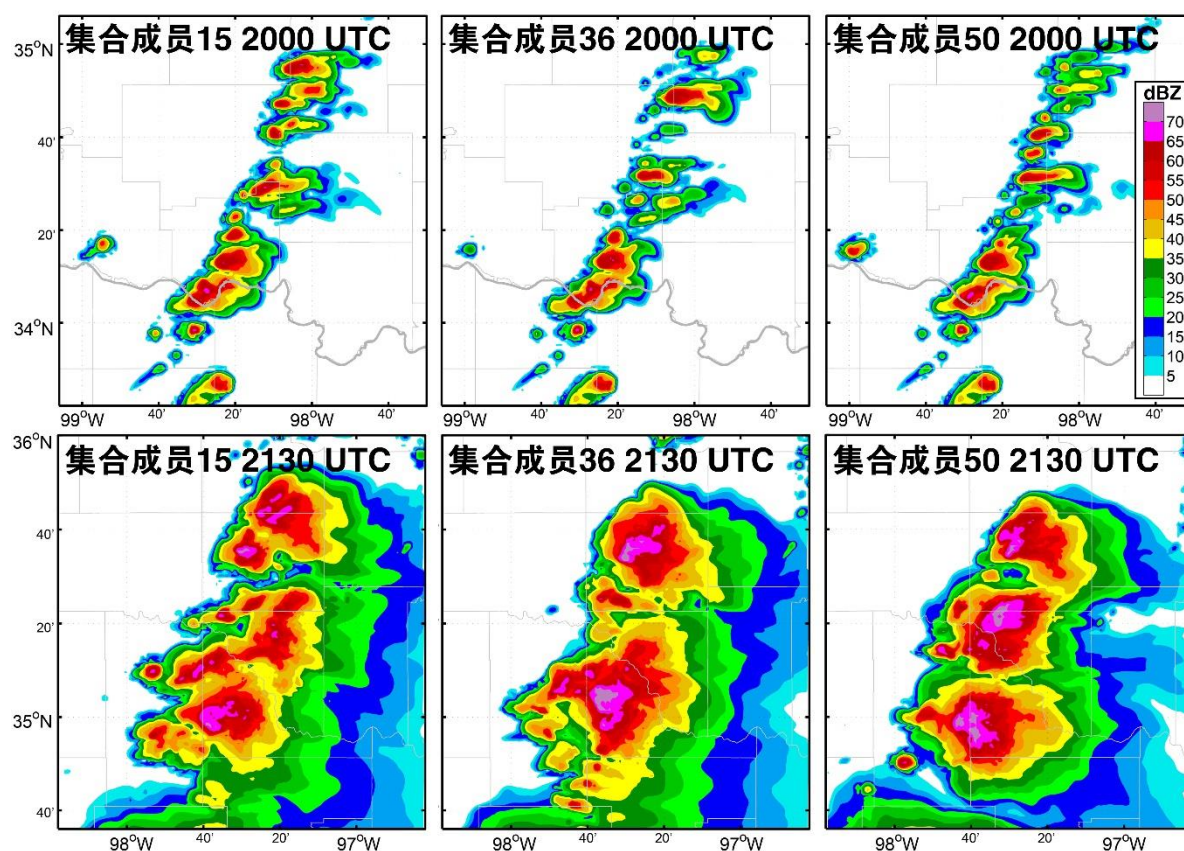


图 5.1 EF PERT 集合中随机挑选的成员 15、成员 36 和成员 50 三个模拟在 (第一排) 2000 UTC 和 (第二排) 2130 UTC 时的组合反射率拼图。

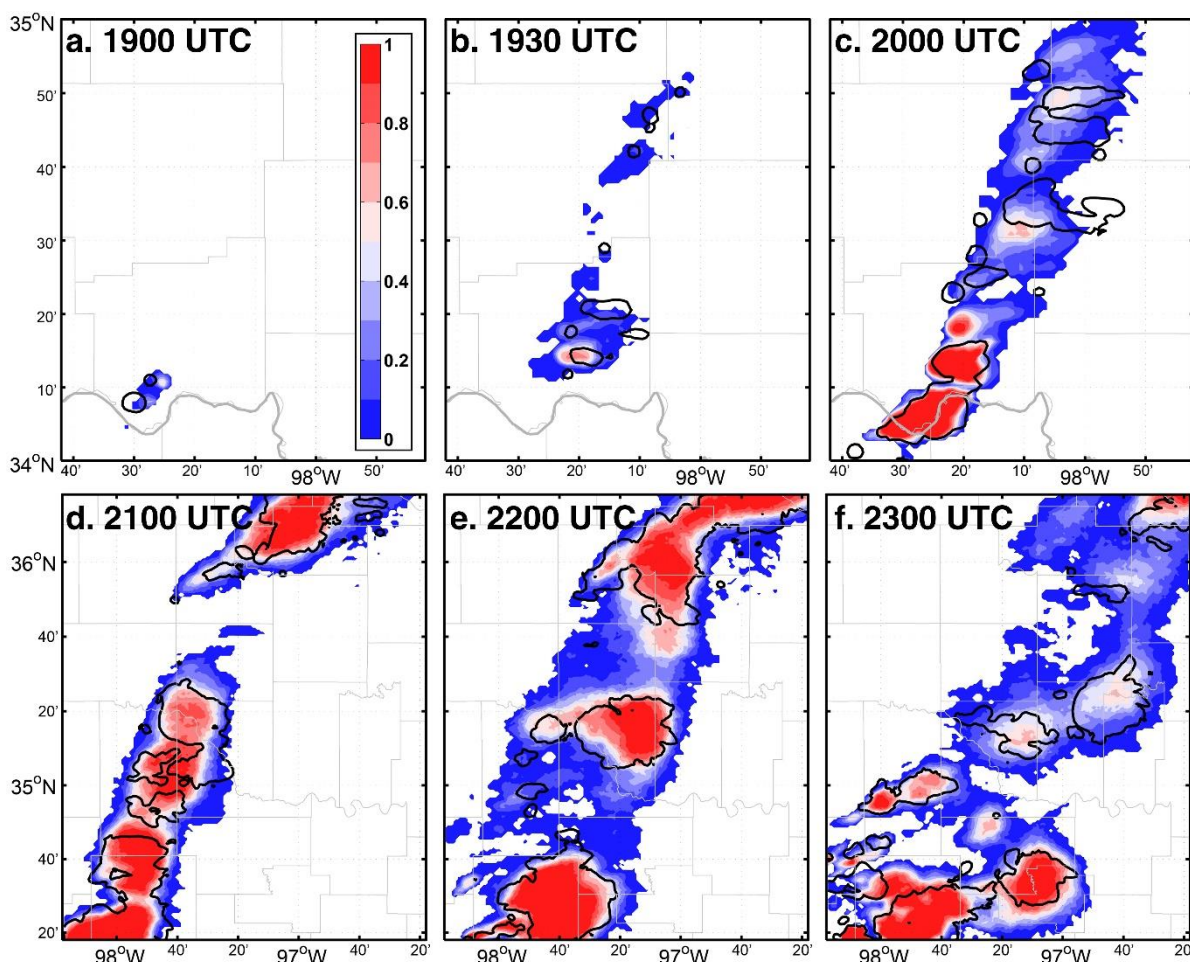


图 5.2 EF PERT 集合的 40 dBZ 组合反射率集合概率。黑色实线为真值模拟 CNTL_17Z 的 40 dBZ 组合反射率等值线。

发（图 5.2a）。随后更多的对流被触发，在不同的集合成员中有着较大的位置差异，并产生了逐渐向外扩张的低集合概率区域（图 5.2b-c）。同时南部超过 50% 概率的区域逐渐向北延伸（图 5.2c），表明不同集合成员中均有较强的对流出现在了这一区域。在约 2100 UTC 达到线型连续性最强之后（图 5.2d），雷暴开始变得分散，形成了几个对流较为集中的高概率中心，之间以低概率区域相连（图 5.2e）。到了 2300 UTC 时，中间区域的雷暴开始逐渐消散，集合概率开始降低（图 5.2f）。

为了定量地对不同集合成员中的雷暴预报的位置的差别进行分析，本文研究了集合概率的水平覆盖比例曲线（下文简称覆盖比例曲线）。这一曲线由集合概率大小作为自变量（X），某一变量（例如 40 dBZ 雷达组合反射率）达到某一给定集合概率的区域占模式水平区域范围的比例作为该集合概率值（X）对应的因变量（Y）。例如，对于 40 dBZ 雷达组合反射率而言，覆盖比例曲线在集合概率为 0% 时的数值由至少有一个集合成员的预报组合反射率大于 40 dBZ 的区域计算而来；类似地，覆盖比例曲线在集合概率为 100% 时的数值由所有集合成员的预报组合反射率都大于 40 dBZ 的区域计算而来。这样，当集合概率在 0 和 1 之间变化时得到的某一预报特征的覆盖比例曲线越陡峭（斜

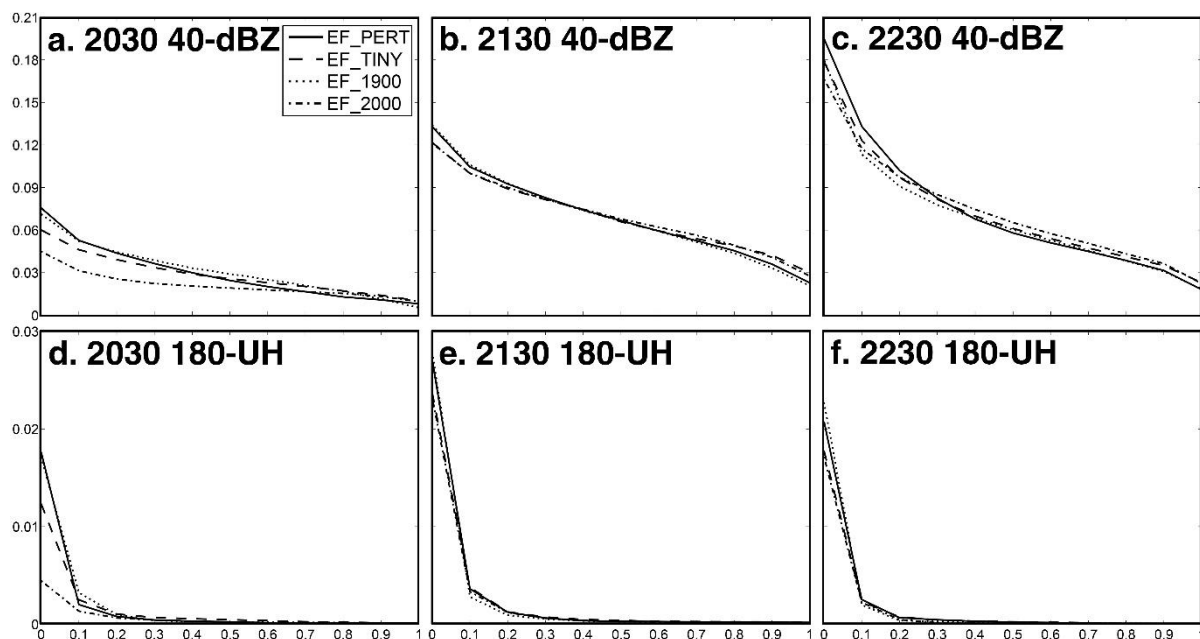


图 5.3 各集合预报的（第一行）40 dBZ 组合反射率和（第二行）180 m²/s² UH 的集合概率水平覆盖比例曲线。

率越大)，不同集合成员中该特征的水平位置的差异也就越大；对于由完全相同的多个成员组成的集合，因为其预报特征的覆盖区域不随集合概率的变化而变化，其覆盖比例曲线应当完全水平。从图 5.3a-c 中可以看到，EF_PERT 的 40 dBZ 组合反射率覆盖比例曲线随着时间变得越来越陡峭，表明不同成员对强对流雷暴的预报的位置差异随着时间变得越来越大，这与图 5.2 中集合概率的变化是相符的。

与之前对实际可预报性的研究相同，中层（地面以上 2 到 5 km）UH 被用于指示强对流雷暴的中气旋。虽然 15 分钟的模式输出间隔较低，从 180 m²/s² UH 的集合概率

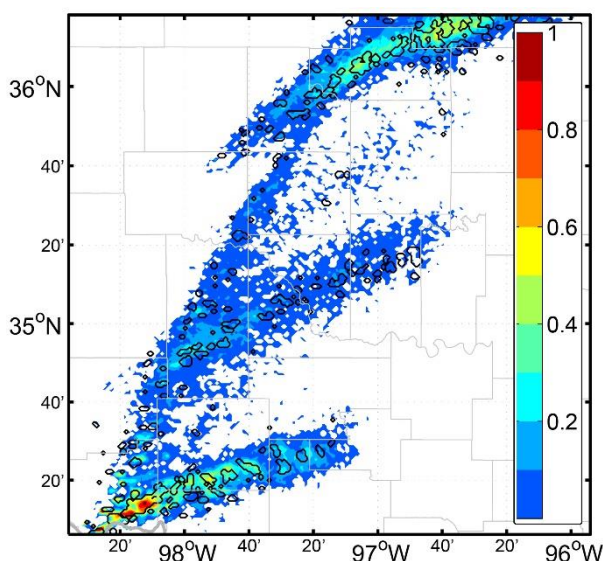


图 5.4 EF_PERT 集合 180 m²/s² UH 集合概率。黑色实线为真值模拟 CNTL_17Z 的 180 m²/s² UH 等值线。

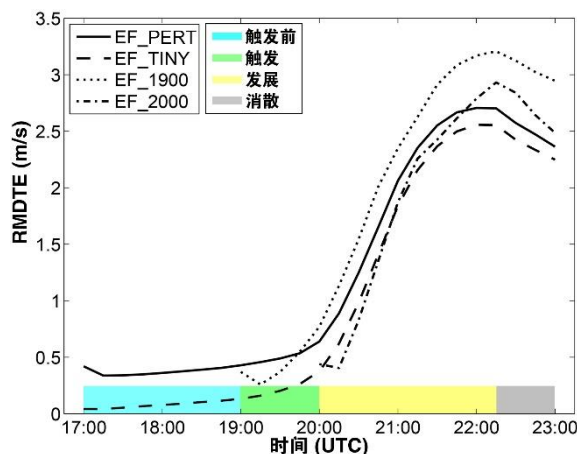


图 5.5 各集合预报的集合平均 RMDTE。

分布中依旧能够清楚地看到数条 UH 路径，并且与真值模拟 CNTL_17Z 的 UH 路径相吻合（图 5.4）。然而，UH 概率路径的宽度表明对单个雷暴单体的位置预报依旧存在数十公里的不确定性。由于 UH 与雷达反射率相比尺度要小得多，因而 UH 的覆盖比例曲线在集合概率从 0 增加到 0.1 的时候急剧下降（图 5.3d-f）。此外，UH 的覆盖比例曲线在集合概率为 0 时的数值从 2130 UTC 至 2230 UTC 之间有所下降（图 5.3e, f），这是由于雷暴和与其伴随的中气旋的减弱消散造成的（图 5.2e, f）。

本章继续用 DTE 量化集合各成员与 CNTL_17Z 的差异，图 5.5 展示了所有集合成员平均的 RMDTE。图中可见，虽然对流触发出现在约 1900 UTC 前后，RMDTE 的快速增长出现于约 2000 UTC 之后，也即对流开始向较大尺度组织发展的阶段，在 2215 UTC 时达到最大值，随后随着对流的消散而减小。根据雷达组合反射率及其集合概率以及 RMDTE 的特征，集合预报被分为以下几个阶段：触发前（1700–1900 UTC），触发（1900–2000 UTC），发展（2000–2215 UTC），消散（2215–2300 UTC）。接下来本文将对触发和发展阶段的集合特征进行分析。

5.1.2 对流触发的环境条件

对流触发在深湿对流整体过程中的重要作用早已为大量研究所证实（Schaefer, 1986; Johns et al., 1992; Weckwerth et al., 2004; Weckwerth et al., 2006; Wilson et al., 2006），上一章对实际可预报性的分析也发现对流触发过程对强对流风暴的组织和发展至关重要。然而，对对流触发过程的精确预报依然充满挑战（Markowski and Richardson, 2010; Kain et al., 2013; Burghardt et al., 2014）。这一部分将不会关注触发对流的详细物理过程，而将与上一章对实际可预报性的分析类似地着眼于水汽和不稳定性这两个对流触发的基本条件（Johns et al., 1992; Doswell et al., 1996），对集合预报的初始扰动对环境条件的改变以及对对流触发可能的影响进行分析。

在第二章的天气背景分析中提到过，当天低层的南风从墨西哥湾带来了大量水汽，

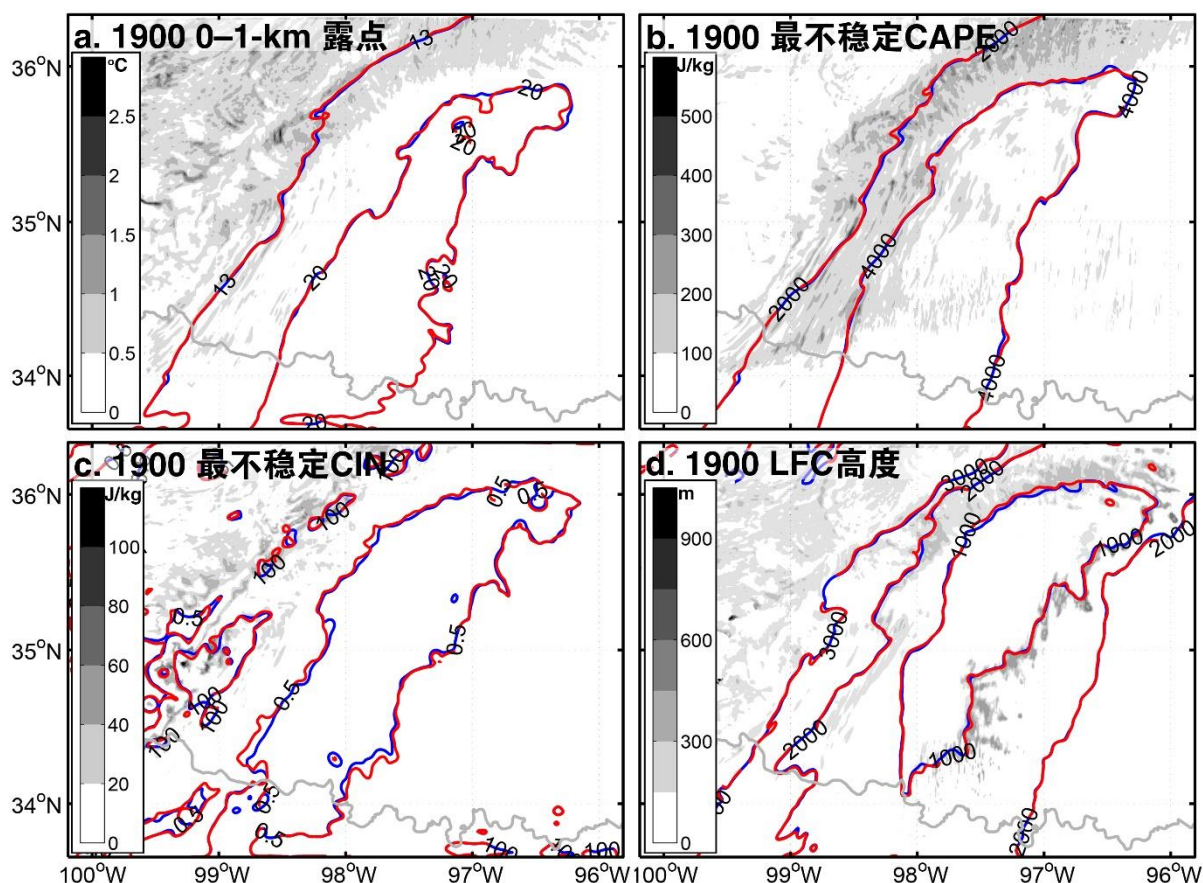


图 5.6 EF_PERT 集合在 1900 UTC 时的 (a) 13°C 和 20°C 的地面以上 1 km 以内以质量做权重的等露点温度线, (b) 2000 和 4000 J/kg 的 MU-CAPE 等值线, (c) 0.5 和 100 J/kg 的 MU-CIN 和 (d) 1000, 2000 和 3000 m 的 LFC 等高线。阴影为 EF_PERT 的集合发散度, 蓝色实线为 EF_PERT 的集合平均, 红色实线为平滑后的 CNTL_17Z 模拟结果。

在俄克拉荷马州中部形成了一条近似南北走向的干线。以地面以上 1 km 以内以质量做权重的平均露点温度 (T_d) 的水平梯度作为干线强度的参考, 在图 5.6a 中可见其在不到 100 km 距离内变化了接近 10°C, 这一特征与第二章和第四章的诸多分析一致。并且, 集合平均场与 CNTL_17Z 的等露点温度线几乎完全重合, 较大的露点温度集合发散度主要分布于 1 km 平均露点温度低于 13°C 的模式区域西北侧、也即干线的干侧, 而在干线的湿侧, 尤其是 1 km 平均露点温度高于 20°C 的区域, 集合发散度小于 0.5°C, 不同集合成员之间的露点温度的差异很小。集合平均与真值模拟的等露点温度线几乎完全重合与集合发散度很小这两个特征表明, 集合预报中各个成员与 CNTL_17Z 对露点温度的预报的差异很小, 集合初始扰动对对流触发前近地面层 (边界层) 水汽场的影响有限。

对环境不稳定性和对流抑制能量的分析也有着类似的结果。EF_PERT 的集合成员像 CNTL_17Z 一样模拟出了超过 4000 J/kg 的 MU-CAPE 极值区, 而集合发散度的大值区主要分布于 MU-CAPE 低于 4000 J/kg 的相对而言比较稳定的区域中 (图 5.6b)。MU-

CIN 在不稳定性强、水汽充沛的区域里已经低于 0.5 J/kg ，而不同集合成员对 MU-CIN 的模拟差异主要集中于较干的区域（图 5.6c）。与此同时，在对流最先被触发的区域，LFC 高度已经低于 1000 m ，并且集合各成员与 CNTL_17Z 之间的差异很小（图 5.6d）。

对水汽和不稳定性的分析表明，在干线以东、环境条件有利于对流触发的区域中，EF PERT 的初始误差对环境对流条件的影响很小，不同的集合成员中在这一区域出现对流触发的潜势相当，而最终对流触发的位置则是由局地的强上升气流决定的。由于强上升气流的湍流性较强、可预报性较弱，因而造成了在不同的集合成员中看似随机分布的对流触发的位置和强度（如图 5.1 中 2000 UTC 时俄克拉荷马州和德克萨斯州的边界以北的对流的位置）。对流触发过程难以精确预报的原因还将在后文 5.3 节中加以进一步分析。

5.1.3 雷暴的发展阶段

众所周知，强对流雷暴的移动和组织受到从雷暴自身结构到外界环境因素的各种动力和热力因素的影响（Rotunno et al., 1982; Weisman et al., 1982, 1984; Klemp, 1987; Davies-Jones, 2002; Zitler et al., 2005; Kirkpatrick et al., 2007; Markowski and Richardson,

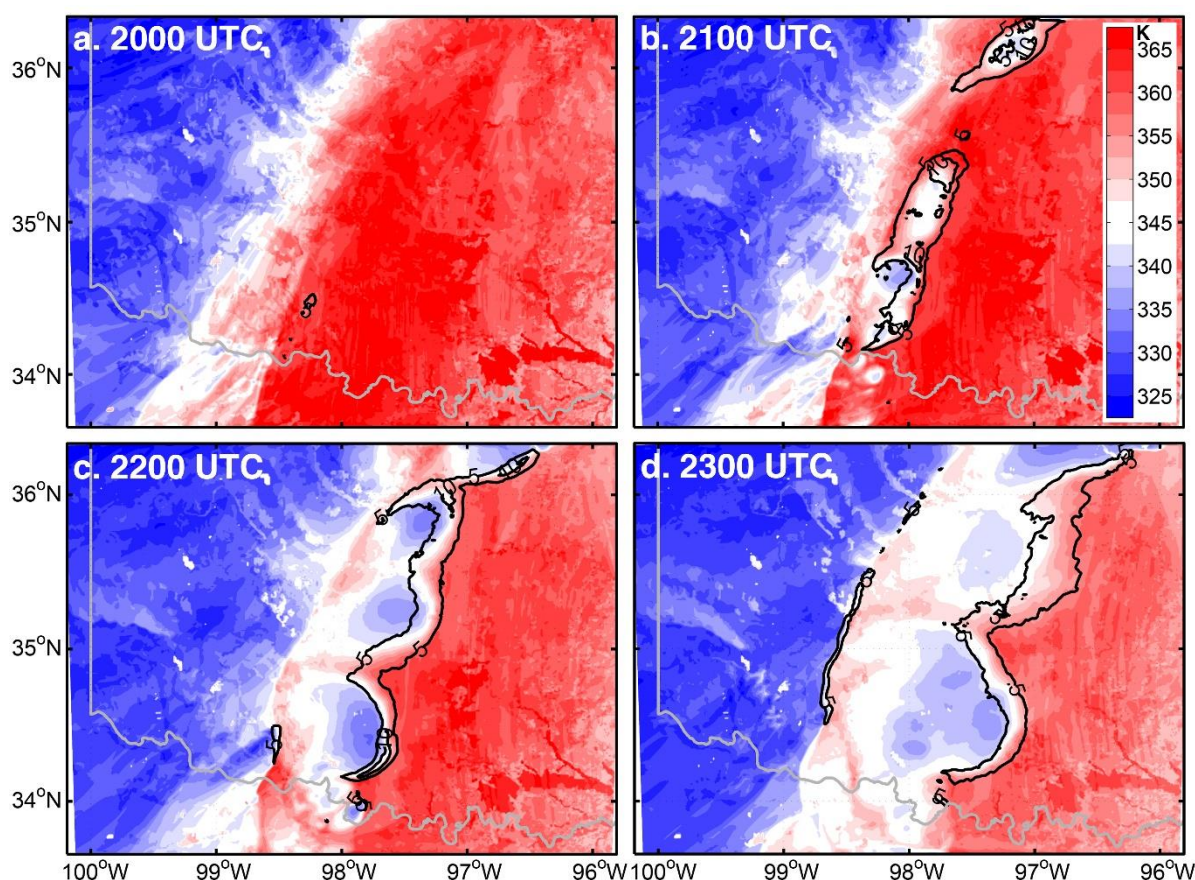


图 5.7 EF PERT 集合的地面以上 2 m 相当位温的集合平均（填色，每 2.5 K）和集合发散度（黑色实线，每 5 K）

2010; 寿绍文 等, 2009)。雷暴移动的特征将以整个集合预报为对象加以研究, 针对每个影响因素研究其对每个集合成员的影响既不切实际、也并非本文的关注重点。地面以上 2 m 的相当位势温度 (θ_e) 将作为对流性降水蒸发冷却所产生的冷池的参考, 冷池的范围及温度下降的幅度能够代表强对流雷暴的位置和对流的强度。

在 2000 UTC 时 (图 5.7a), 集合平均 2 m 相当位温场中并无任何冷池存在, 这部分是因为集合平均的平滑效应, 部分是因为对流性降水的蒸发冷却效应在此时还不明显。但是, 此时已有几处小区域的相当位温集合发散度超过了 5 K, 表明某些集合成员中模拟的降水已经开始产生较强的冷池。一小时之后在 2100 UTC 时 (图 5.7b), 集合平均相当位温场中冷池已经清晰可见, 区域中部的冷池整体为 5 K 的集合发散度所覆盖, 在其北侧出现了更大的 10 K 集合发散度的区域, 表明不同集合成员对冷池的位置或强度的预报存在较大的不确定性。

到了 2200 UTC (图 5.7c), 集合发散度超过 5 K 的区域已经在强对流雷暴的东侧形成了一条连续的带状区域。这一带状集合发散度区域在集合预报结束的时候 (2300 UTC) 变得更宽 (图 5.7d), 而同时集合平均场中的冷池的强度开始变弱 (地面 2 m 相当位温开始升高), 预示着整体对流出流的减弱。在同一时刻, 冷池的西侧边界也形成了另一条细长的 5 K 集合发散度区域 (图 5.7d), 这是由于向西扩展的冷池后部与干线西侧的干空气之间强烈的水汽梯度造成的。

简而言之, 在对流触发之后, 对流的位置和强度的差异导致了相应的冷池的范围和温度降低的差异, 冷池与环境之间的相互作用与冷池自身的影响会带来冷池及强对流雷暴的移动特征和组织特征的变化。这一连锁反应会放大不同的对流之间在触发阶段很小的差异, 并最终导致不同集合成员中强对流雷暴的不同特征; 其影响在业务预报领域同样已经广为人知。雷暴发展和组织的过程还将在后文 5.3 节中进一步分析。

5.2 集合预报对初始扰动量级和结构的敏感性

5.2.1 减小初始扰动量级对雷暴预报的影响

5.2.1.1 EF_TINY 和 EF_PERT 对雷暴预报的比较

无论初始场中的误差减小到何种程度, 之后的预报中始终会出现很大的误差, 这是有限的本性可预报性的一个重要特征 [例如 Zhang et al. (2003)、Zhang et al. (2009)、Melhauser and Zhang (2012) 等]。将 EF_PERT 的初始扰动减小 90% 作为集合预报初始场的 EF_TINY 集合用于检验减小初始误差的情况下集合预报的表现, 其统计特征如表 3.1 所示。由于初始误差缩小了约一个数量级, EF_TINY 中最初触发的对流的位置更加集中 (图 5.8a, b), 40 dBZ 组合反射率聚集于小范围内, 集合概率比 EF_PERT (图 5.2a,

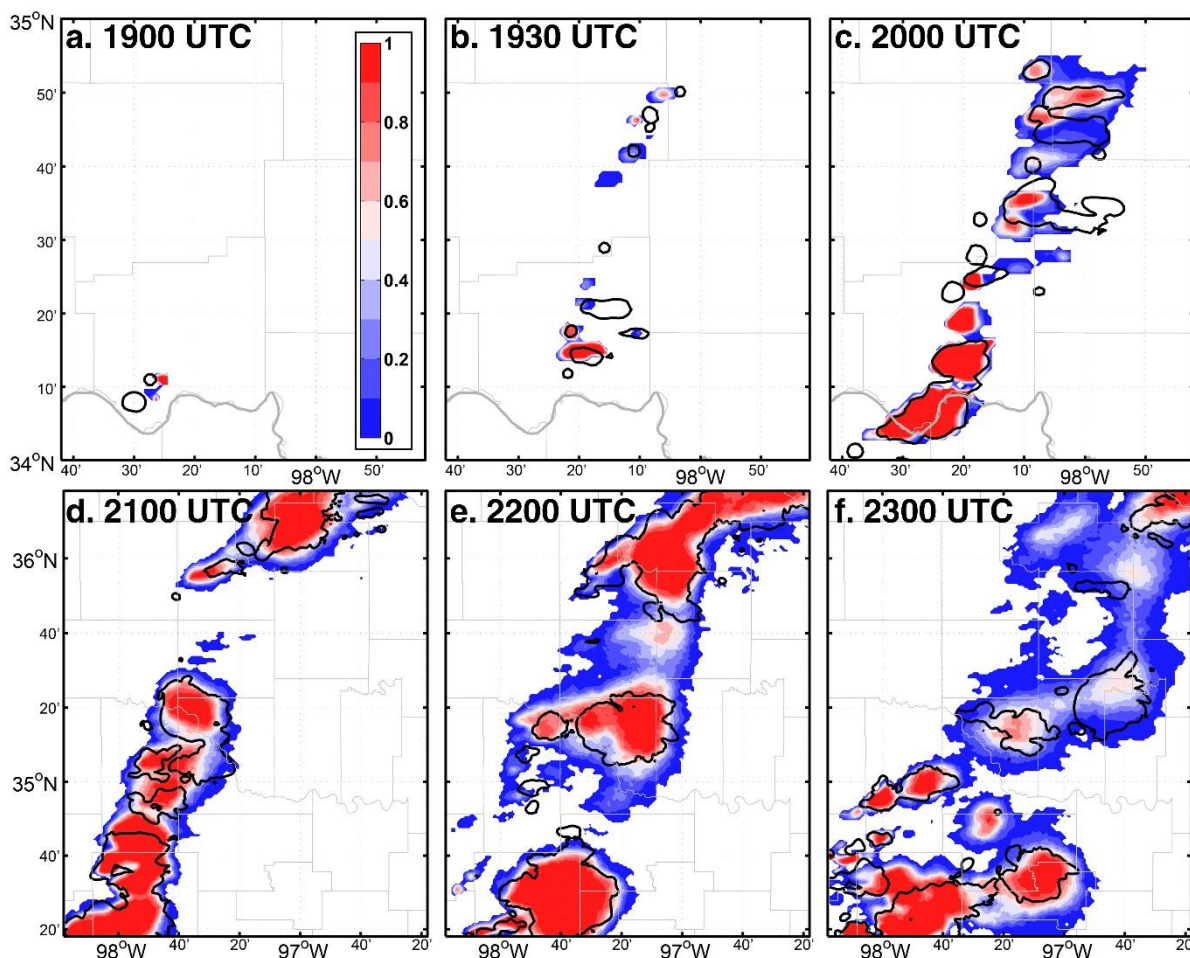


图 5.8 EF_TINY 集合的 40 dBZ 组合反射率集合概率。黑色实线为真值模拟 CNTL_17Z 的 40 dBZ 组合反射率等值线。

b) 更高；这表明 EF_TINY 对对流触发的位置的不确定性更低。到了 2030 UTC 时，EF_TINY 的 40 dBZ 组合反射率集合概率覆盖比例曲线比 EF_PERT 的曲线更加平坦，同样反映了这一特征（图 5.3a）。然而，EF_TINY 的概率范围随着对流的发展迅速向外扩张。到了 2100 UTC 和 2200 UTC，EF_TINY（图 5.8d, e）与 EF_PERT（图 5.2d, e）的集合概率之间的差别逐渐减小；而到了 2300 UTC，EF_TINY（图 5.8f）与 EF_PERT（图 5.2f）已经几乎完全相同了。与这一特征相符，2130 UTC 和 2230 UTC 时 EF_TINY 的覆盖比例曲线也与同一时刻 EF_PERT 的曲线十分接近（图 5.3b, c）。在对 UH 的预报上，无论是几乎相同的 UH 路径的位置和路径宽度所代表的不确定性（图 5.9）还是十分接近的覆盖比例曲线（图 5.3d-f），都表明 EF_TINY 对中气旋位置的预报技巧相比 EF_PERT 而言并没有明显的提高。

由于 EF_TINY 的初始误差比 EF_PERT 小得多，在对流触发前 EF_TINY 的集合平均场与 CNTL_17Z 之间水汽和不稳定性的差异比相同时刻 EF_PERT 与 CNTL_17Z 之间的差异要更小，这一阶段 EF_TINY 的集合发散度也小于 EF_PERT。与 40 dBZ 组合

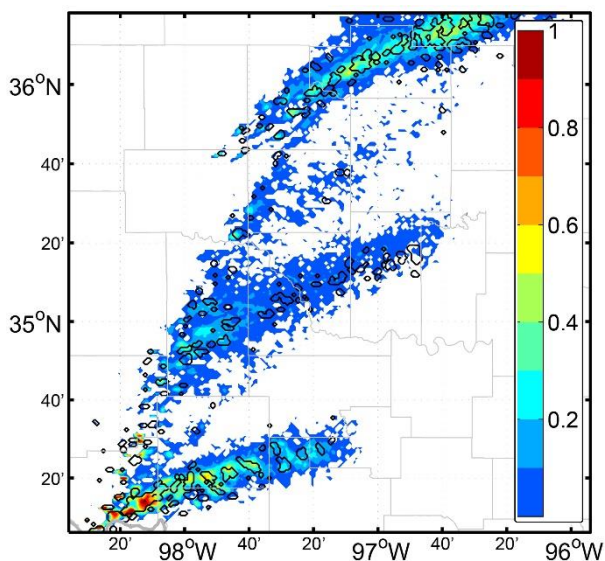


图 5.9 EF_TINY 集合 $180 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ UH 集合概率。黑色实线为真值模拟 CNTL_17Z 的 $180 \text{ m}^2/\text{s}^2$ UH 等值线。

反射率集合概率的特征类似，虽然在对流触发和早期发展阶段 EF_TINY 地面冷池的分散度比 EF_PERT 更集中（图 5.10a），分散度和冷池温度的降低在之后的积分中随着时间迅速扩大；虽然在 2100 UTC 时 EF_TINY 中地面 2 m 相当位温场的 5 K 集合分散度

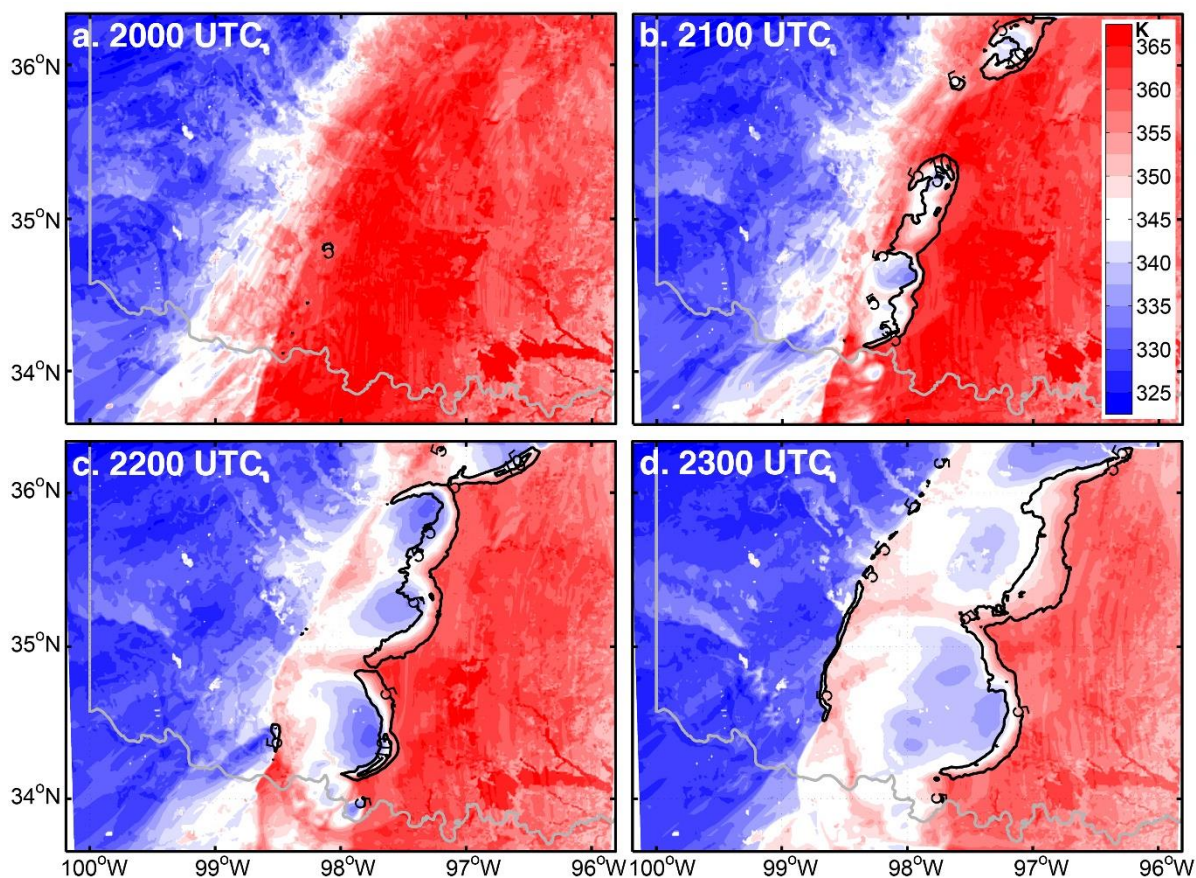


图 5.10 EF_TINY 集合的地面以上 2 m 相当位温的集合平均（填色，每 2.5 K）和集合分散度（黑色实线，每 5 K）

等值线的范围（图 5.10b）还明显小于 EF_PERT 的 5 K 集合发散度等值线（图 5.7b），但到了 2200 和 2300 UTC 时 EF_TINY（图 5.10c, d）与 EF_PERT（图 5.7c, d）的地面 2 m 相当位温场的集合平均和集合发散度变得十分相似，表明 EF_TINY 和 EF_PERT 对热力场以及相关的强对流雷暴特征的预报随着积分时间的延长迅速变得一致。EF_TINY 中预报精度的损失同样也反映在 RMDTE 曲线中（图 5.5）。在集合预报开始的时候，由于初始扰动的差异，EF_TINY 的 RMDTE 比 EF_PERT 小得多。然而，在对流触发阶段（1900 UTC 至 2000 UTC）EF_TINY 的误差增长比 EF_PERT 快得多，在对流触发阶段结束之后，EF_TINY 和 EF_PERT 的 RMDT 很快就变得几乎一样了。在不同空间尺度中不同初始误差的增长特征将在接下来的内容中加以研究。

5.2.1.2 不同初始误差在不同空间尺度中的增长特征

按照 Orlandi (1975) 的尺度定义，误差总能量 DTE 的温度分量（DTE-T）和风场分量 [误差动量（difference kinetic energy, 简称 DKE）] 被分解为不同的空间尺度的误差进行进一步的分析。由于模式的区域范围（东西方向 400 km，南北方向 300 km）有限，无法对中 α 尺度（波长 > 200 km）的特征进行解析，因此本文的尺度分解主要着眼

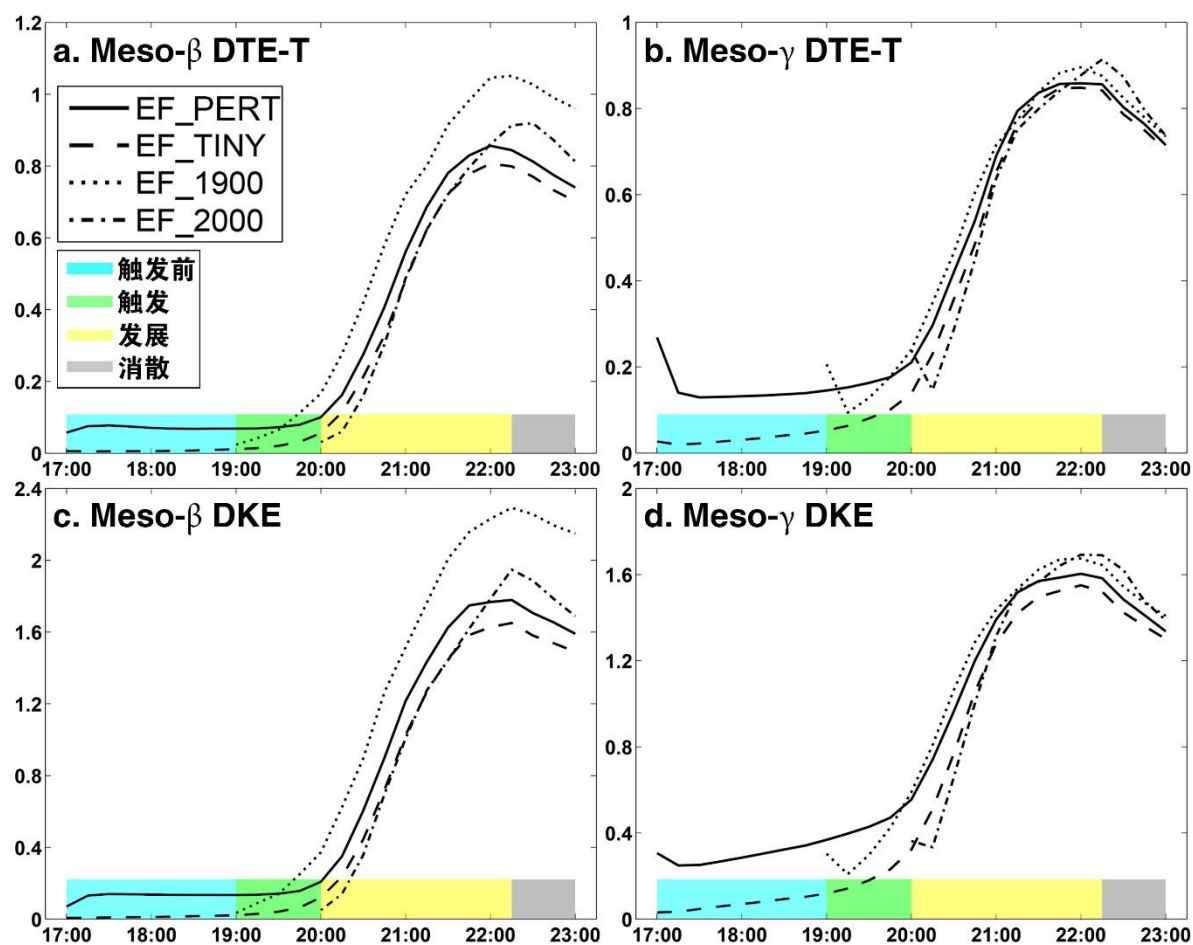


图 5.11 各集合预报在不同空间尺度中的 RMDTE-T 和 RMDKE 随时间的变化。

于波长 200 km 以下的中 β (20~200 km) 和中 γ 尺度 (2~20 km)。图 5.11 是不同尺度中 RMDTE-T 和 RMDKE 随时间的变化曲线。对于 EF_PERT 集合, 在 2000 UTC 前只有中 γ 尺度的 DKE 有着明显的持续增长 (图 5.11d), 而其它的不同尺度中的 DTE 分量在这段时间内几乎没有变化。在 2000 UTC 之后, 中 β 和中 γ 尺度的误差能量都开始迅速增长; 不过, 中 γ 尺度的温度和风场误差的增长在约 2100 UTC 之后就停止了 (图 5.11b, d), 而在中 β 尺度中它们的误差继续增长 (图 5.11a, c) 直至 2215 UTC 时 RMDTE 达到最大值 (图 5.5)。这一现象表明, 中 γ 尺度的误差在 2100 UTC 之后达到了饱和¹, 无法继续增长。

对于 EF_TINY, 中 γ 尺度的 DTE-T 和 DKE 均在 2000 UTC 前持续缓慢增长 (图 5.11b, d)。中 β 尺度的 DTE-T 和 DKE 同样有所增长 (图 5.11a, c), 但是这一增长始于 1800 UTC 之后, 而非像中 γ 尺度的 DTE-T 和 DKE 那样自集合预报开始之后立刻增长。误差在较大尺度的延迟增长的特征可能与误差的升尺度增长有关; 由于此时集合预报中并不存在对流活动, 这也表明深湿对流并非误差升尺度增长的必要条件。但是, 在对流触发之后, 误差增长的速率迅速变大; 2000 UTC 之前与 2000 UTC 之后误差增长的不同速率也证明了 Zhang et al. (2007)、Hohenegger et al. (2007a, b)、Selz et al. (2015) 和 Sun and Zhang (2016) 中发现的误差在有无深湿对流的条件下的增长机制有所不同的结论。

2100 UTC 后, EF_TINY 在中 γ 尺度的 DTE-T 和 DKE 几乎和 EF_PERT 的曲线数值相同, 这一特征再一次证明了在这里个例里中 γ 尺度的误差在大约在 2100 UTC 之后达到饱和; 而在中 β 尺度的 DTE-T 和 DKE 则继续增长直至 2215 UTC 时达到最大值。这一不同初始扰动大小增长后在同一数值附近达到误差饱和的现象也出现在之前很多中尺度可预报性的研究中 (Hohenegger et al., 2007a, b; Bei et al., 2007; Melhauser and Zhang, 2012; Selz et al., 2015)。此外, 在一组关闭了微物理参数化方案中的潜热释放过程、也即阻断模式产生湿对流过程的“干 (fake dry)”实验中, 所有尺度的 DTE-T 和 DKE 的增长几乎都陷于停滞, 进一步证明了深湿对流在中小尺度对流天气误差快速增长过程中的重要作用。

5.2.2 不同初始扰动时刻对雷暴预报的影响

如表 3.1 所示, EF_1900 和 EF_2000 集合的初始集合发散度比 EF_PERT 稍小。但是, 由于扰动时模式区域中已经存在对流活动, 这两个集合中相对集合平均的最大偏离是 EF_PERT 的数倍。由于这些异常大的初始扰动, 这两个集合中对雷暴模拟的发散程度迅速增长; 在集合启动后仅 2 小时 [也即 EF_1900 在 2100 UTC 时 (图 5.12a) 和

¹ 误差的“饱和”指的是集合成员之间、或集合与真值模拟之间的差异能量 (误差或噪音) 在某一尺度达到与参考能量 (真值或信号) 相当的数量级, 在这之后由于信号已经全部丢失, 该尺度的误差将不能继续增长。

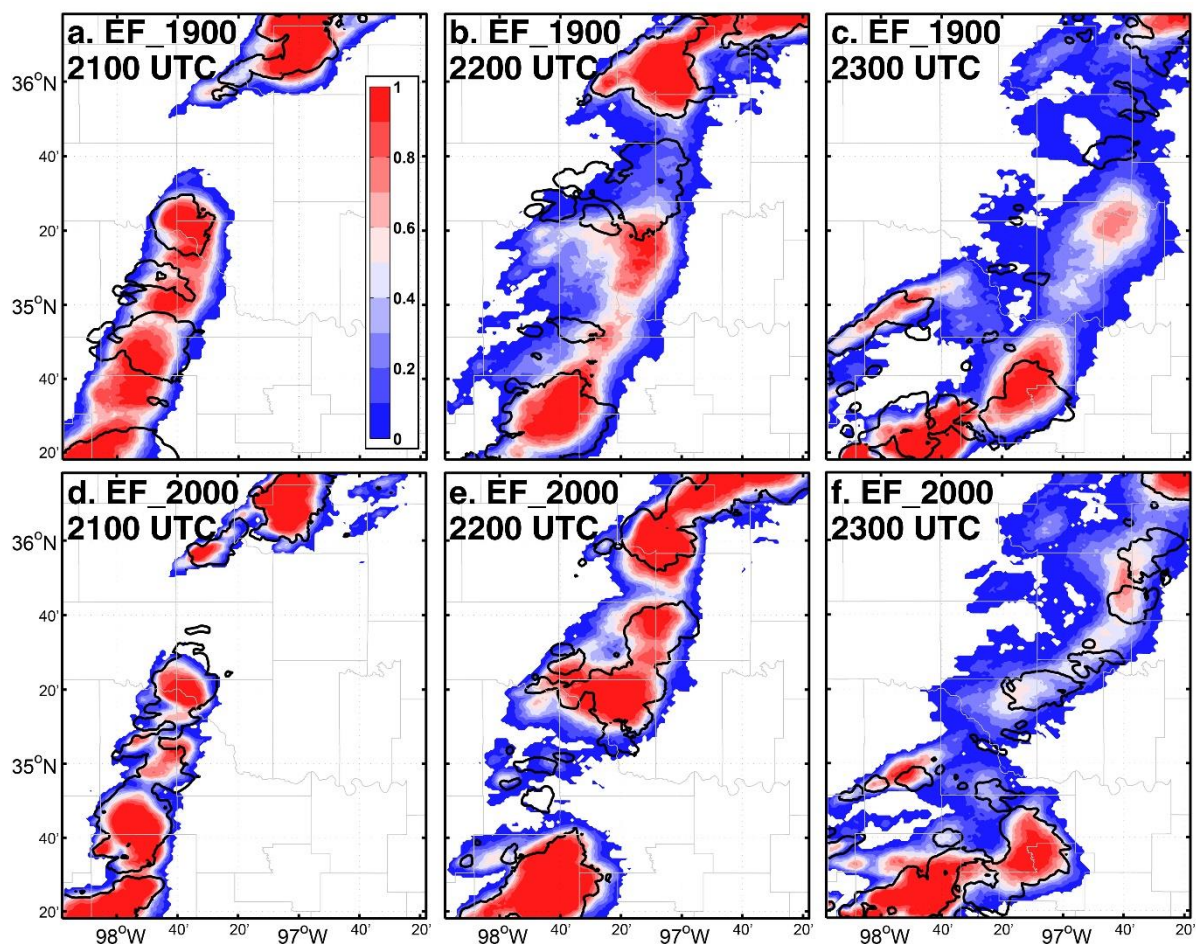


图 5.12 (第一排) EF_1900 集合和 (第二排) EF_2000 集合的 40 dBZ 组合反射率集合概率。黑色实线为真值模拟 (第一排) CNTL_19Z 和 (第二排) CNTL_20Z 的 40 dBZ 组合反射率等值线。

EF_2000 在 2200 UTC 时 (图 5.12e)], 这两个集合的 40 dBZ 组合反射率集合概率预报已经几乎和同一时刻 EF_PERT 的集合概率 (图 5.2d, e) 相同。

组合反射率的覆盖比例曲线进一步证明了 EF_1900, EF_2000 和 EF_PERT 的相似性。在 2030 UTC 时 (图 5.3a), EF_2000 仅进行了 30 分钟积分, 其覆盖比例曲线还依旧十分平坦, 而此时积分了 90 分钟的 EF_1900 的曲线已经几乎跟 EF_PERT 相同了。EF_1900 与 EF_PERT 的覆盖比例曲线的相似程度一直维持到了模拟结束, EF_2000 的覆盖比例曲线的斜率也迅速增长, 比 EF_1900 和 EF_PERT 的曲线稍微平缓一点, 低集合概率的覆盖比例稍低 (图 5.3b, c)。UH 的覆盖比例曲线与此相似: 除了在集合概率为 0 处的数值, EF_PERT、EF_1900 和 EF_2000 的曲线几乎完全重合 (图 5.3d-f)。在集合概率为 0 处, EF_1900 的覆盖比例比 EF_PERT 稍大, 这也与图 5.12a 中 EF_1900 稍宽一些的 UH 概率路径相符。

虽然集合概率的整体特征与 EF_PERT 集合相似, EF_1900 和 EF_2000 集合的 RMDTE 与 EF_PERT 和 EF_TINY 集合相比依旧有几个不同的特点。最显著的一个特

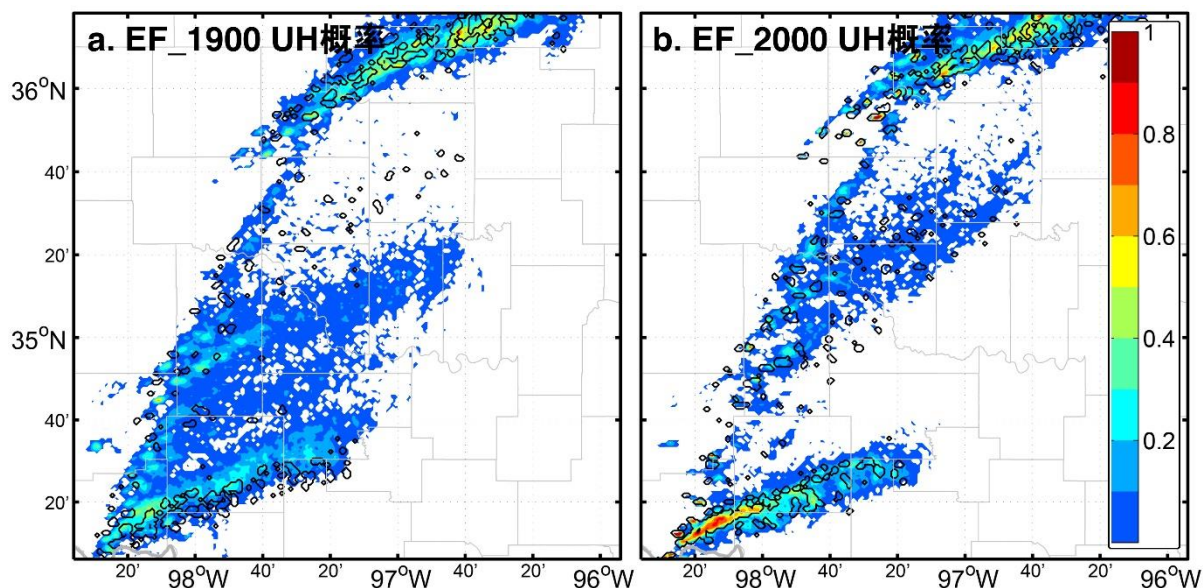


图 5.13 EF_1900 集合和 EF_2000 集合的 $180 \text{ m}^2/\text{s}^2$ UH 集合概率。黑色实线为真值模拟 CNTL_19Z 和 CNTL_20Z 的 $180 \text{ m}^2/\text{s}^2$ UH 等值线。

征是集合预报初始化之后 RMDTE 立刻开始迅速增长（图 5.5）。这一点在 EF_1900 集合中尤其明显：在对流触发阶段（1900 UTC 至 2000 UTC），其 RMDTE 增长的速度几乎与 2000 UTC 之后对流发展阶段的增长速度相当，这一集合也是四个集合预报中 RMDTE 最大的（图 5.5）。对这两个集合的 RMDTE 进行变量分解和尺度分解后，可以再一次在中 γ 尺度观察到 DTE-T 和 DKE 在 2100 UTC 后达到饱和的特征：四个模拟在约 2100 UTC 后误差几乎在相同的数值处停止增长（图 5.11b, d）。另一方面，2000 UTC 之前 EF_1900 的 RMDTE 迅速增长及由此带来的比其他集合更大的 RMDTE 主要是由于这两个集合在中 β 尺度迅速增长、而 EF_PERT 和 EF_TINY 此时在该尺度内增长相对较不明显（图 5.11a, c）。

EF_1900 集合还有一个特征与另外三个集合预报截然不同：另外三个集合预报中雷暴预报的高概率区域基本与作为参考的真值模拟相吻合，而 EF_1900 中的高概率区域明显地与真值模拟有很大偏离。这一特征可在 40 dBZ 组合反射率的集合概率预报，尤其是积分时间较长的预报时刻（如图 5.12b, c），和 $180 \text{ m}^2/\text{s}^2$ UH 的集合概率预报（图 5.13a）中明显看到。此外，在 UH 路径的概率预报中（图 5.13a），EF_1900 预报的路径范围不仅比 CNTL_19Z 偏南超过 0.5° ，并且在最南边的 UH 路径和北纬 35° 附近的 UH 路径之间，还预报出来了一条比较不明显的额外路径，而这一路径在其它所有集合预报中都没有出现。这一 EF_1900 的概率预报与 CNTL_19Z 的确定性预报之间的不匹配（注意 CNTL_19Z 的初始场是 EF_1900 的初始场集合的平均场）证明了对流触发过程中极大的不确定性，也解释了如“WoF”这样的强对流天气预报方法主要着眼于对流已经触发之后雷暴移动和发展的预报的原因。此外，这也表明集合预报系统的预报技巧

和表现可能会受到初始扰动的结构和大小的影响。

5.3 两个集合成员的详细分析

为了检验在不同的集合成员中微小的初始扰动是如何发展为显著的强对流雷暴预报误差, 本文选取了 EF_PERT 集合中的成员 13 和成员 17 进行进一步的详细分析。这两个集合成员之间的 RMDTE 从 1715 UTC (集合初始化) 时的 0.105 m/s 增长至 2215 UTC (RMDTE 达到最大值) 的 2.62 m/s, 是 EF_PERT 所有集合成员之间 RMDTE 增长最大的一对成员。另外, 成员 51 和成员 53 将作为成员 13 和成员 17 的补充, 进一步展示集合预报的发散。1900 UTC (对流触发) 时成员 51 和成员 53 之间的 RMDTE 是 0.524 m/s, 接近此时集合成员之间最大的 RMDTE (0.526 m/s), 而同一时刻成员 13 和成员 17 之间的 RMDTE 是 0.199 m/s, 接近此时集合成员之间最小的 RMDTE (0.182 m/s)。成员 13 和成员 17 被重新模拟以获得 5 分钟间隔的输出结果; 它们在 1705 UTC (模拟开始后第一个输出时次) 时差别的统计特征如表 5.1 所示。

这四个模拟的组合反射率如图 5.14 所示。在 1930 UTC 时, 成员 13 和成员 17 中初始对流的位置和强度几乎没有差异 (图 5.14a1, b1), 而成员 51 和 53 之间由于初始误差很大, 初始对流的预报有着很明显的区别 (图 5.14c1, d1)。到了 2100 UTC 时, 成员 13 和成员 17 的区别开始变得明显, 成员 13 中的雷暴还在分裂的过程中 (图 5.14a2), 而成员 17 的雷暴的分裂过程已经几乎结束、可以明显地看到单独的雷暴 (图 5.14b2)。另一方面, 成员 51 和成员 53 对雷暴位置的预报出现了巨大的差异 (图 5.14c2, d2)。在之后的一个小时中, 部分模拟雷暴发生了合并的过程。到了 2200 UTC, 成员 17 中合并后的雷暴已经几乎消散了 (图 5.14b3), 而成员 13 则与之相反, 合并后的雷暴依旧十分强盛 (图 5.14a3)。与之相对应, 成员 13 预报的 UH 路径也比成员 17 的预报更长 (图 5.15a), 证明成员 13 中雷暴的持续时间更长, 并且成员 13 的 UH 路径比成员 17 的预报偏北, 表明这两个预报中对雷暴中气旋的位置预报存在着一定的不确定性。成员 51 中合并后的雷暴出现了和成员 17 一样的迅速消散的过程, 而成员 53 中的雷暴则维持了更长时间 (图 5.14c3, d3)。虽然这两个成员输出的模拟结果的时间间隔较长 (15 分钟), 它们对 UH 路径的预报差异同样反映了这两个模拟中雷暴发展过程和维持时间的差异 (图 5.15b)。

表 5.1 EF_PERT 的成员 13 和成员 17 在 1705 UTC 时差别的统计特征

	T (K)	Qv (g/kg)	U (m/s)	V (m/s)
均方根差异	0.039	0.090	0.085	0.087
最大差异	1.48	5.3	5.2	3.0

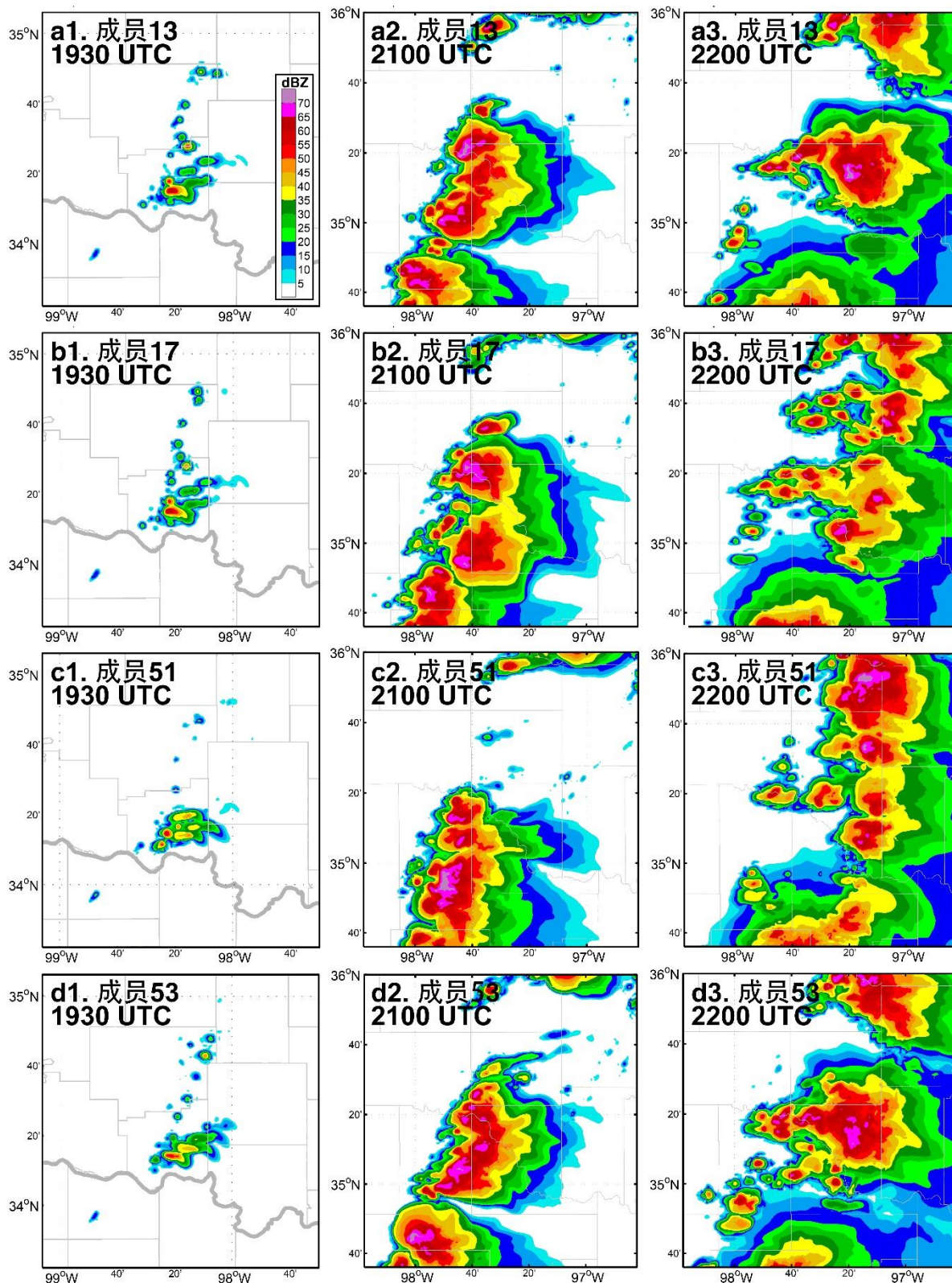


图 5.14 EF PERT 集合四个集合成员的组合反射率拼图。

5.3.1 集合成员之间差异的演变

这一部分将分析不同模拟之间 RMDTE 变化，研究其差异是如何发展的。结果表

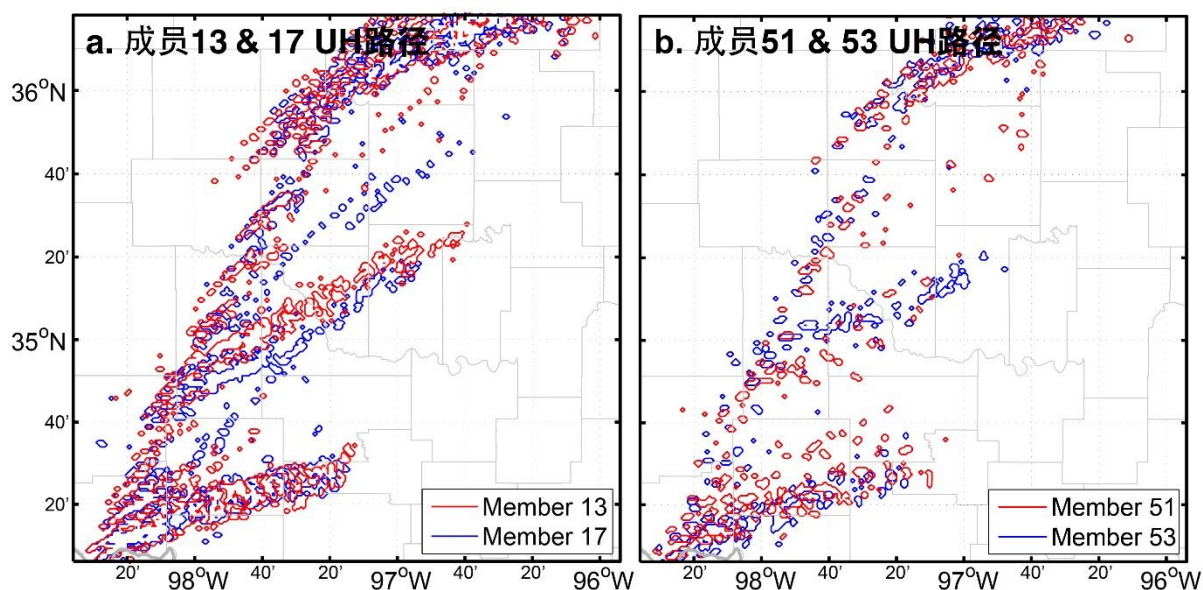


图 5.15 (a) 成员 13 和成员 17、(b) 成员 51 和成员 53 的 $180 \text{ m}^2/\text{s}^2$ UH 路径。

明，CNTL_17Z 与成员 13 或成员 17 之间的 RMDTE（也即两个集合成员相较于真值模拟的误差；图 5.16a 中的红色和蓝色实线）在整个模拟过程中都几乎完全相同，也和这两个成员之间的 RMDTE（也即两个集合成员之间的差异；图 5.16a 中的黑色实线）十分接近。这一相似性同样存在于 CNTL_17Z 与成员 51 和成员 53 之间（图 5.16a 的虚线）。需要指出的是，虽然在集合预报初始化（1715 UTC）的时候成员 51 和成员 53 之间的 RMDTE (0.563 m/s) 比成员 13 和成员 17 之间的 RMDTE (0.105 m/s) 大得多，但是它们在雷暴发展过程中的快速增长的速率十分接近，最终在 2215 UTC 时的最大值相差不大（成员 51 和成员 53 之间是 3.06 m/s ，成员 13 和成员 17 之间是 2.62 m/s ），这一特征也在之前对不同集合预报的分析中出现过。

在触发前阶段（1700 UTC 至 1900 UTC），中 β 和中 γ 尺度的 DTE-T 和 DKE 都有缓慢但持续的增长，而最主要的增长来自于中 γ 尺度的 DKE（图 5.16b）。DTE-T 和

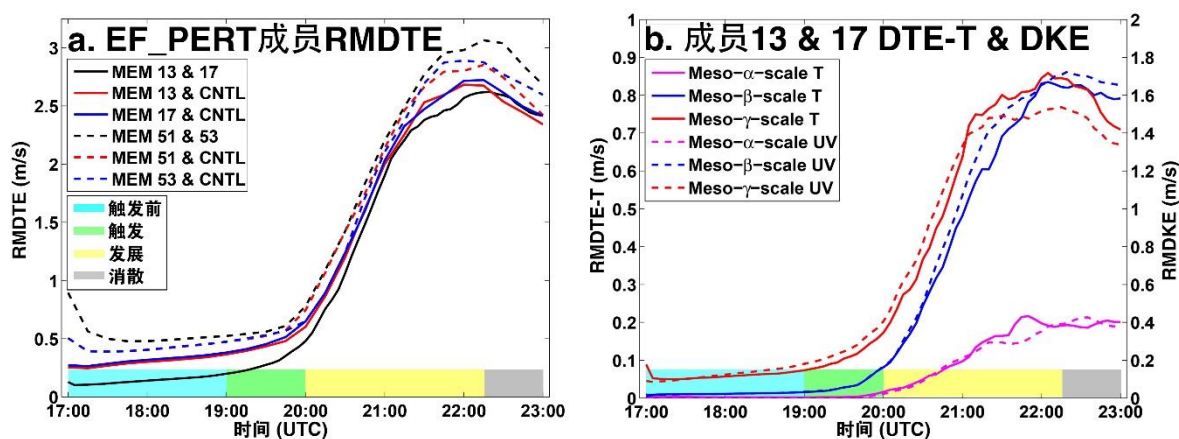


图 5.16 (a) EF_PERT 两对集合成员之间以及各自与 CNTL_17Z 的 RMDTE，(b) 成员 13 和成员 17 在不同空间尺度内的 DTE-T 和 DKE。

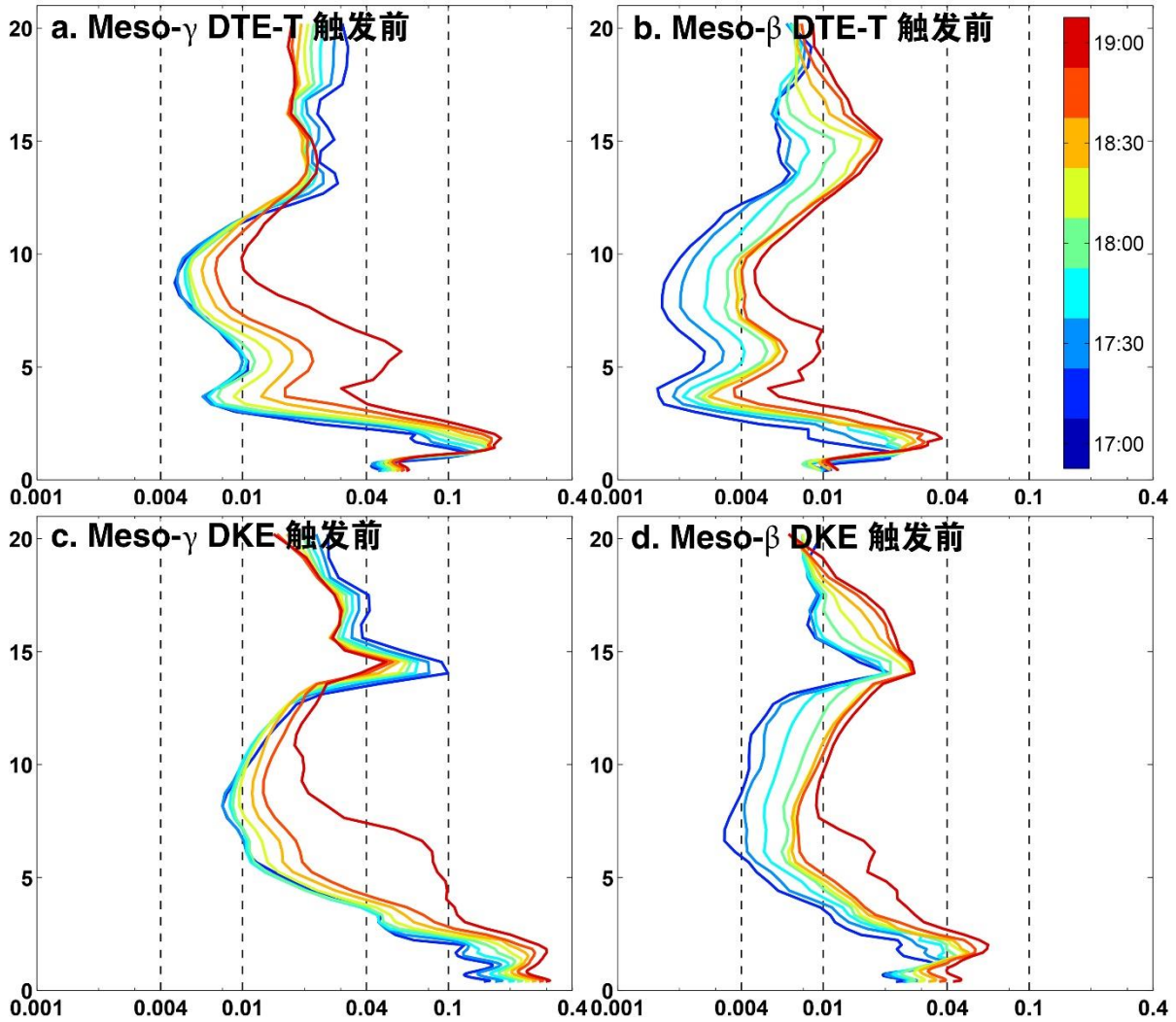


图 5.17 对流触发前 (1700 UTC 至 1900 UTC) 成员 13 和 17 之间中 β 和中 γ 尺度的 DTE-T 和 DKE 的垂直分布随时间的变化。

DKE 的垂直分布表明, 在 1800 UTC 前, 中 γ 尺度的误差增长几乎全部集中于地面以上 3 km 以下 (也即边界层内), 而对流层中高层的误差增长要小得多 (图 5.17a, c; 注意 X 轴是指数坐标)。虽然在中 β 尺度的 DTE-T 和 DKE 在对流层整层内都有增长 (图 5.17b, d), 由于其量级比中 γ 尺度的分量小得多, 它们对对流触发前的误差增长的贡献极为有限。在 1800 UTC 之后, 中 γ 尺度的误差增长开始扩展到整个对流层以内 (图 5.17a, c), 尤其是在接近对流触发的时刻, 对流层中层 (地面以上 5 km 附近) 的 DKE 的增长极为明显 (图 5.17c), 这可能与强对流雷暴受中层中气旋驱动的动力结构有关。

1900 UTC 对流触发之后, DKE 的增长比 DTE-T 更加明显, 尤其是在对流层以内 (图 5.18)。虽然在整个模拟过程中, 区域平均 DKE 大约是区域平均 DTE-T 的 2 倍 (图 5.16b), 如果只考虑对流层以内 (约 12 km 以下) 垂直范围的话, 这一比例会增加到超过 3 倍 (将图 5.18a、b 分别与 c、d 进行比较), 进一步反映了强对流雷暴受动力场驱动的特征。此外, 按照尺度分解后的 DKE 的变化特征还反应雷暴在不同尺度的

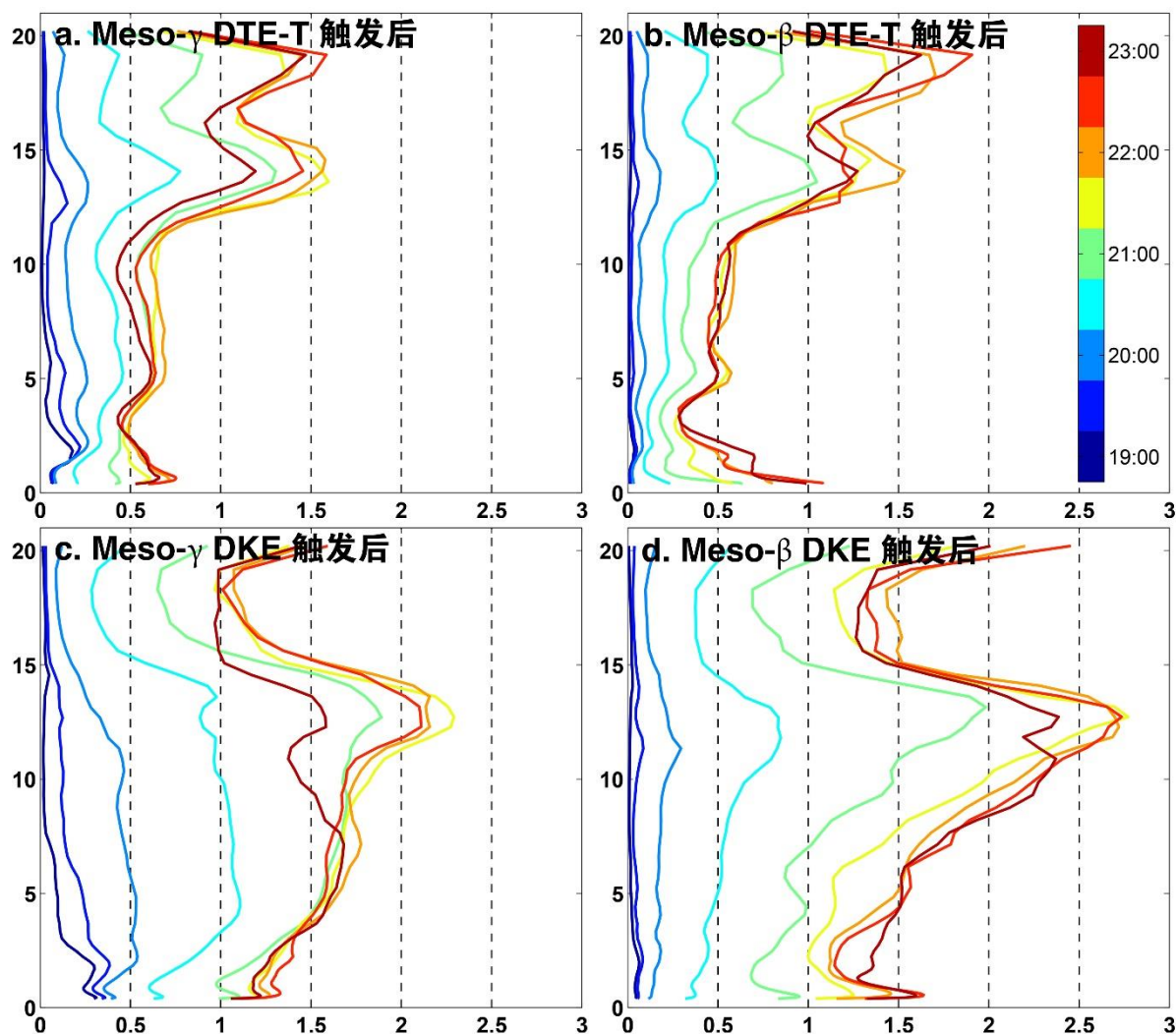


图 5.18 对流触发后（1900 UTC 至 2300 UTC）成员 13 和 17 之间中 β 和中 γ 尺度的 DTE-T 和 DKE 的垂直分布随时间的变化。

结构特征。在中 γ 尺度内，DKE 在除了近地面层的整个对流层内均匀增长，近地面层和对流层顶的局地峰值比较不明显（图 5.18c）；而在中 β 尺度内，近地面层和对流层顶分别出现了两个明显的误差峰值，而对流层中层的误差则稍小一些（图 5.18d）。中 β 尺度的 DKE 的垂直结构与 Melhauser and Zhang (2012) 所研究的弓状回波的误差发展的垂直结构十分相似（参见其图 10），这可能是由于本个例在中 β 尺度内的动力结构是一个准线性对流系统（QLCS）；而在中 γ 尺度内对流层中层 DKE 较大，反映了强对流雷暴受中层中气旋组织和驱动的动力结构。

5.3.2 导致预报误差的物理过程

由于对成员 13 和成员 17 之间的 RMDTE 的分析并不能获知导致误差增长的物理过程，这一部分将对它们的模拟中的详细物理过程进行分析。由于对流触发前的误差增长可能与湍流有关，图 5.19 展示了 1900 UTC 时集成员 13 垂直方向第 20 层（约

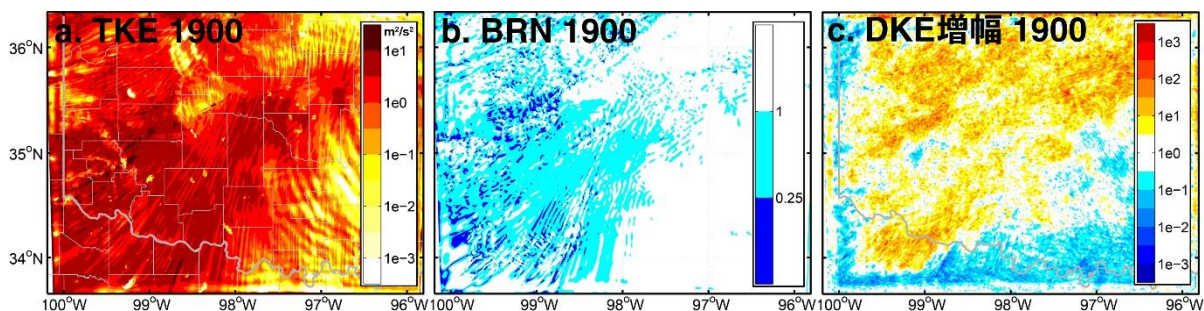


图 5.19 1900 UTC 时集成员 13 距离地面约 1.2 km 处的 (a) 湍流动量、(b) 粗理查德森数和 (c) DKE 相对于 1705 UTC 时的增长幅度。

为地面上 1.2 km) 的湍流动量 (TKE)、粗理查德森数 [bulk Richardson number, 简称 BRN; Glickman(2000)] 和相对于 1705 UTC 时 DKE 的增长幅度。BRN 的计算公式为 $BRN = (g/T_v)\Delta\theta_v\Delta z/[(\Delta u)^2 + (\Delta v)^2]$, 其中 $g = 9.81 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 是重力加速度, T_v 是从模式 19 层到 21 层的平均虚温, Δz 是模式 19 层至 21 层的厚度, $\Delta\theta_v$ 、 Δu 和 Δv 是从模式 19 层至第 21 层虚位温、纬向风和经向风的绝对变化。

在对流触发前的两个小时中, TKE 有着明显的增长; TKE 的大值 (湍流较强的区域) 主要分布于从北纬 34°、西经 99° 到北纬 35°、西经 98° 的区域中 (图 5.18a), 这也是环境条件有利于对流触发 (图 5.6) 以及随后最早出现对流的区域。BRN 的低值区 (表示较大的垂直风切变以及较高概率出现湍流而非层流的区域) 也主要分布于 TKE 的大值区以及这一区域以西 (图 5.19b)。与此同时, 对流触发前 DKE 的增长主要集中于边界层内 (图 5.17c, d) TKE 较大、BRN 较小的区域 (图 5.19c)。对流触发前 DKE 的增长与边界层内活跃的湍流活动的一致性表明这两者之间可能有着一定的联系。

在对流触发之后, 成员 13 和成员 17 的预报差异受到了很多过程的影响。为了研究预报差异的根源, 本文追踪了两个模拟中雷达组合反射率最早出现差异的时间。在 1925 UTC 时, 两个模拟的 40 dBZ 等值线的水平范围还十分相似 (图 5.20a)。5 分钟之后的 1930 UTC 时, 这两个模拟中主要的对流核的垂直范围出现了一点差异 (图 5.21b,

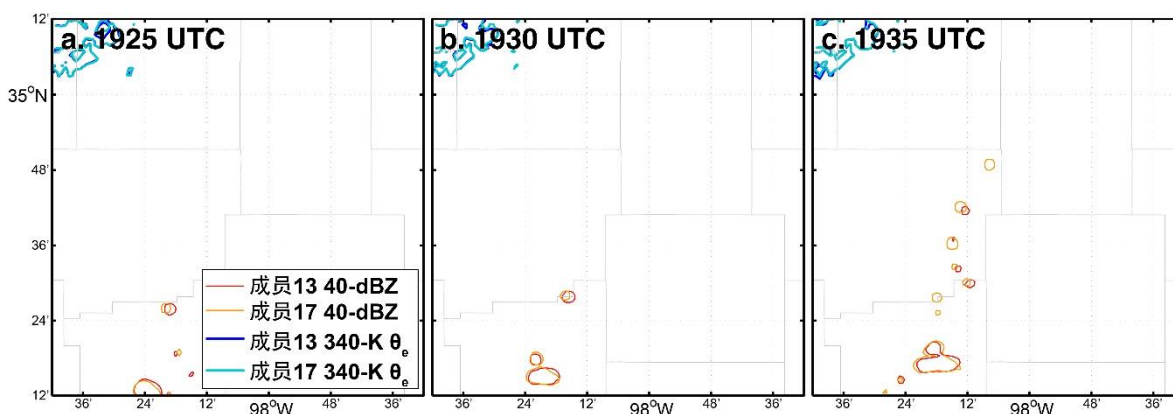


图 5.20 1925 UTC 至 1935 UTC 集成员 13 和 17 的 40 dBZ 组合反射率和 340 K 地面 2 m 相当位温等值线。

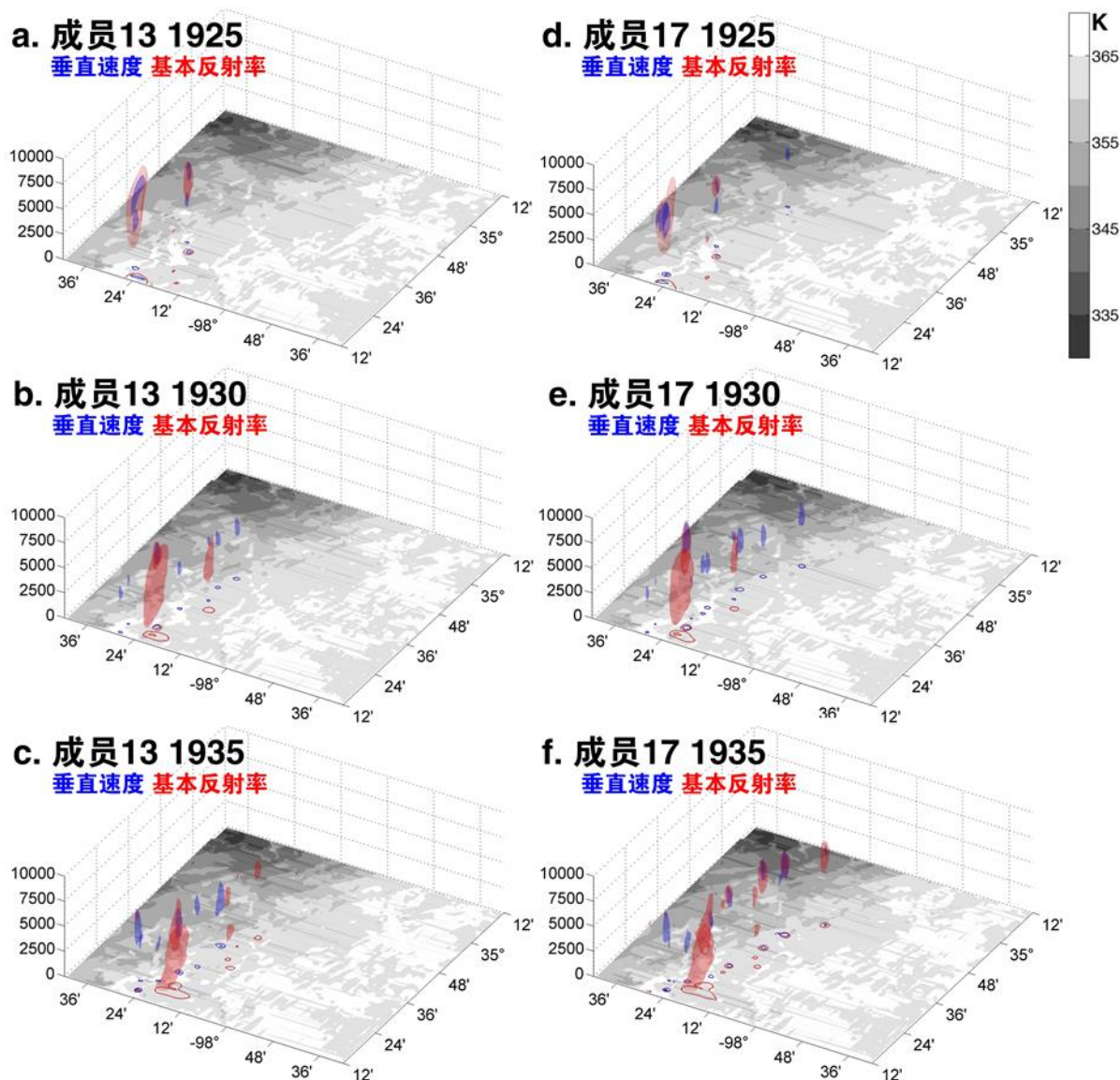


图 5.21 1925 UTC 至 1935 UTC 集成员 13 和 17 的 10 m/s 上升速度等值面（蓝色）、40 dBZ 雷达反射率等值面（红色）和地面 2 m 相当位温（底面灰度填色）。底面上的等值线是从 10 m/s 开始、每 10 m/s 的上升速度（蓝色）和 40 dBZ/60 dBZ 组合反射率（红色）。

e), 虽然它们的水平范围依旧难以相互区别 (图 5.21b)。到了 1935 UTC 时, 新对流单体的生成出现了明显的差异, 集成员 17 模拟的对流单体的数量明显更多 (图 5.20c, 图 5.21c、f); 这一时刻可以视作两个集成员模拟的雷暴开始发散的起始时刻, 记为 t_0 。在 t_0 时, 两个模拟中较强的对流单体的位置和它们各自较强的上升气流的位置是相吻合的 (图 5.21c、f), 并且回溯五分钟到 1930 UTC (t_0-5) 时可以看到, 虽然此时两个模拟中雷达反射率的特征依旧十分相似 (图 5.20b), 在 t_0 时辨认出的上升气流的差异在 t_0-5 时已经十分明显 (图 5.21b、e)。然而, 如果进一步回溯到 t_0-10 (1925 UTC) 时, 两个模拟无论是雷达反射率 (图 5.20a) 还是上升速度 (图 5.21a、d) 都十分相似, 也无法确定 1930 UTC 时强上升速度会在什么地方出现。考虑到垂直速度等动力特征的

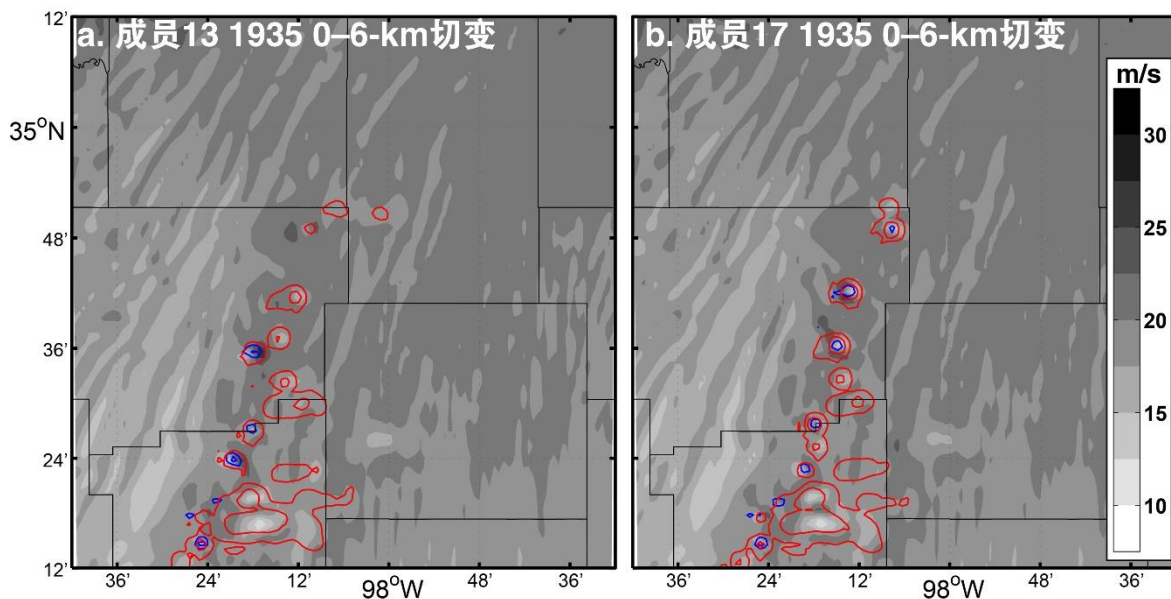


图 5.22 集成员 13 和 17 的地面以上 0–6 km 垂直风切变（灰度填色），垂直速度（蓝色等值线，从 10 m/s 开始，每 10 m/s）和组合反射率（红色等值线，从 20 dBZ 开始，每 20 dBZ）。

水平尺度很小、变化迅速、湍流特征明显，即使提前数分钟对垂直速度的位置和大小进行精确的预报也是十分困难的。

在这两个模拟中，雷暴的后续发展演变与上升气流、降水及它们与环境的相互作用密切相关。Weisman et al. (1982) 的研究表明垂直切变对对流的为维持和组织至关重要。受到对流触发前近地面层水平对流卷的残留风场、边界层内活跃的湍流活动和附近对流单体的近地面出流边界的共同影响，地面水平风场有着很大的空间变率，并导致这一地区地面以上 0–6 km 水平切变的分布十分不均一、变化很剧烈（图 5.22）。这一环境条件使得对流触发区域附近垂直切变有可能在数十公里的距离内发生超过 10 m/s 的变化。因此，如果有些对流单体在触发后移入切变较弱的区域的话，这些对流单体会很快就消散了；例如图 5.21c 和 f 中最南端的对流单体，它们的降水区域向地面下

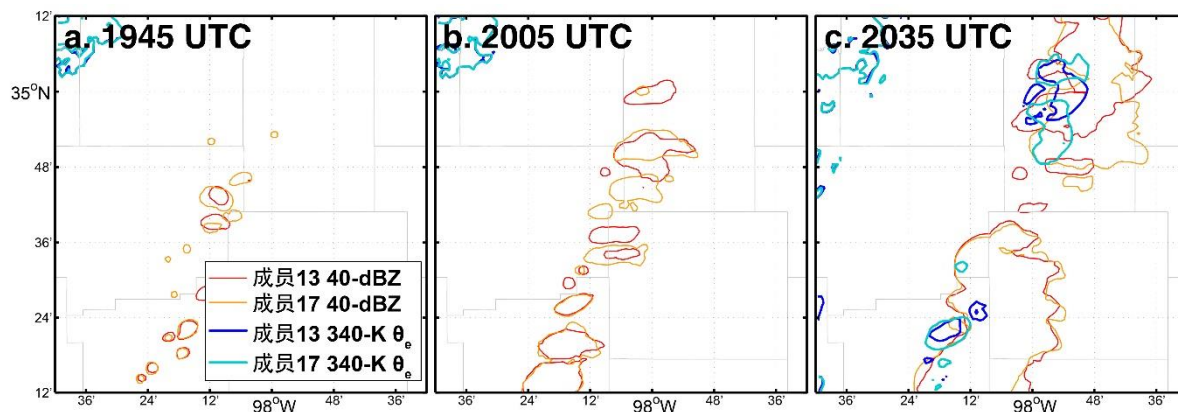


图 5.23 1945 UTC 至 2035 UTC 集成员 13 和 17 的 40 dBZ 组合反射率和 340 K 地面 2 m 相当位温等值线。

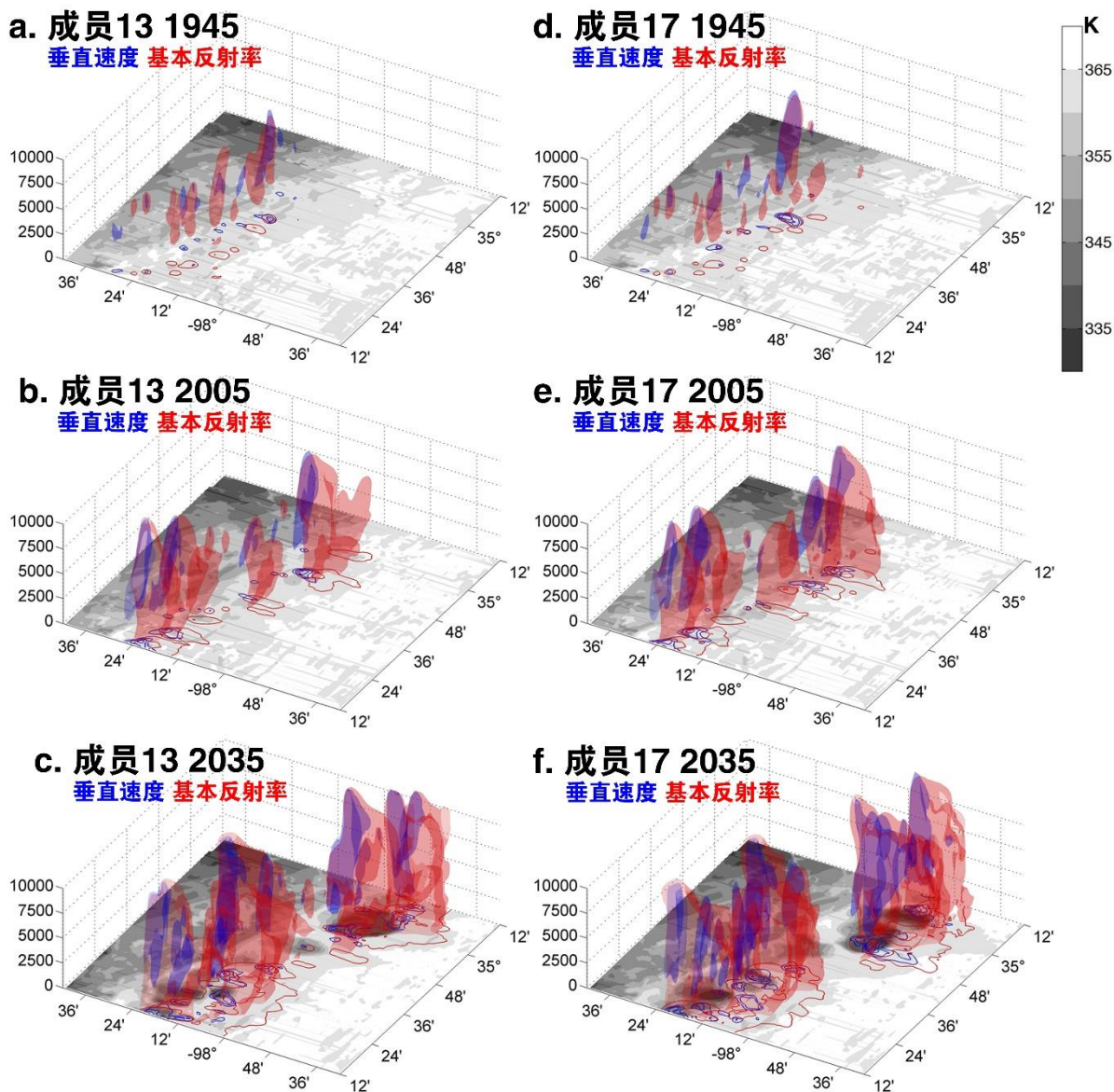


图 5.24 1945 UTC 至 2035 UTC 集成员 13 和 17 的 10 m/s 上升速度等值面 (蓝色)、40 dBZ 雷达反射率等值面 (红色) 和地面 2 m 相当位温 (底面灰度填色)。底面上的等值线是从 10 m/s 开始、每 10 m/s 的上升速度 (蓝色) 和 40 dBZ/60 dBZ 组合反射率 (红色)。

落、与对应的上升气流错位并迅速消散，这是典型的、生命史不超过 1 小时的单体雷暴的过程。与之相反，另外一些对流会在强切变的帮助下组织为较强的对流雷暴系统，这些系统的上升气流会因为其自身与环境垂直切变的相互作用 (Weisman et al., 1982) 以及上升空气团中水汽凝结的潜热释放所产生的浮力的共同作用而被加速。上升气流与气团水汽凝结的潜热释放组成的正反馈会放大两个在 t_0 时还并不十分明显的差异 (图 5.20c)，在仅仅 10 分钟后的 1945 UTC 时 (图 5.23a)，在类似位置的上升气流的速度都会产生巨大的差异 (比较图 5.24a, d 中北纬 $34^{\circ}40'$ 、西经 $98^{\circ}12'$ 附近底面的垂直速度等值线)。

对流单体、冷池和环境的相互作用会进一步限制强对流雷暴的本性可预报性。如前文 5.1.3 部分所述, 诸多研究已经表明冷池与强对流雷暴的组织和发展密切相关, 在 t_0 时出现的差异会因此在 30 分钟内放大 (图 5.23b), 在两个模拟中伴随着降水中心的上升速度的强度和结构都会变得十分不同 (图 5.24b, e)。对流的位置、范围和强度的不同会通过对流降水的差异直接对冷池产生影响, 进一步改变雷暴的后续发展和组织, 导致预报误差的持续增大。在 t_0+60 (2035 UTC) 时, 冷池的差异已经十分明显 (图 5.23c): 在成员 17 中, 北纬 35° 附近有两个分离的冷池 (图 5.24f), 表明雷暴分裂的过程已经完成; 而相比之下成员 13 的雷暴发展要稍慢, 虽然此时已经能辨认出两个独立的上升气流核心, 地面冷池还尚未出现分裂的迹象 (图 5.24c)。这一过程与 Melhauser and Zhang (2012) 中与冷池相关的动力反馈过程会在 1 到 2 小时内产生巨大的预报误差的特征相符; 并且, 由于这个个例中的强对流雷暴的空间尺度比 Melhauser and Zhang (2012) 所研究的弓状回波小得多, 这个个例中误差发展的速度也比 Melhauser and Zhang (2012) 更快、产生显著差异的时间更短。

在雷暴分裂和合并过程出现的时候, 冷池动力正反馈的累积影响可能会进一步变大。对于集合成员 13, 在最初产生的两个雷暴分裂为四个雷暴之后, 中间的两个雷暴单体 (图 5.25 中记为“S”和“N”的两个雷暴单体) 开始从对方的侧面相互靠近 (图

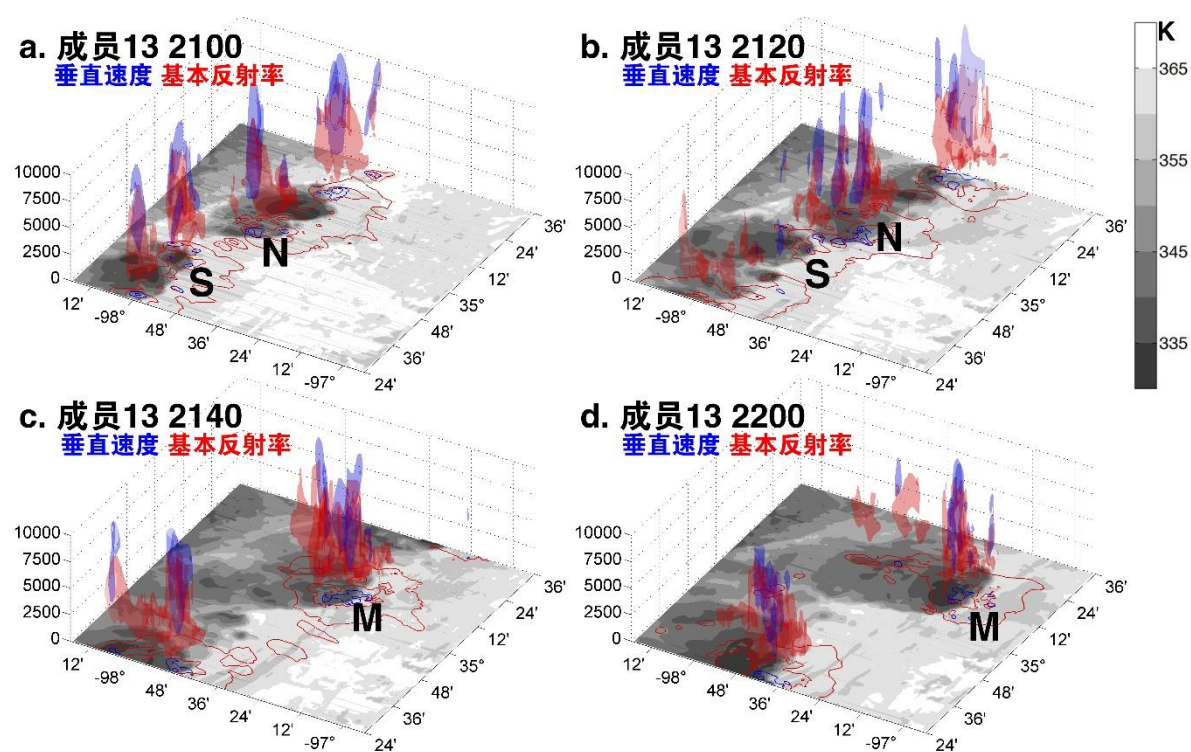


图 5.25 2100 UTC 至 2200 UTC 集合成员 13 的 20 m/s 上升速度等值面 (蓝色)、60 dBZ 雷达反射率等值面 (红色) 和地面 2 m 相当位温 (底面灰度填色)。底面上的等值线是从 10 m/s 开始、每 10 m/s 的上升速度 (蓝色) 和 40 dBZ/60 dBZ 组合反射率 (红色)。“S”和“N”是合并前的两个雷暴单体, “M”是“S”和“N”合并后的雷暴单体。

5.25a)。在合并过程的早期，这两个雷暴单体的冷池的前缘（也即阵风锋）的相互碰撞激发了新的上升气流（图 5.25b）；在两个雷暴合并之后，这股新生成的上升气流产生并维持了新的对流（图 5.25c），并使得合并后的雷暴（图 5.25 中记为“M”的雷暴单体）及其冷池继续维持了很长一段时间（图 5.25d）。

集成员 17 中雷暴的演变则有所不同。与集成员 13 中的雷暴相比，集成员 17 中雷暴的发展速度较快（图 5.24e, f），雷暴的分裂过程较早，合并过程比集成员 13 提前 10 分钟出现（图 5.26a）。与集成员 13 中两个雷暴的相对位置不同，集成员 17 中南侧雷暴（“S”）直接移入了北侧雷暴（“N”）的冷池后部之中（图 5.26b）。一方面雷暴“S”由于处于地面温度较低、环境条件较稳定的冷池之中，其对流活动很快就减弱了，另一方面雷暴“N”的入流也被进入其冷池的雷暴“S”切断，使得雷暴“N”的强度也迅速减弱（图 5.26c）。与此同时，合并后的冷池开始向西北方向移动，与上升气流和对流错位，进一步削弱了雷暴维持所需要的内部动力过程（图 5.26d）。集成员 13 和 17 雷暴后期发展的差异反映了雷暴发展对雷暴的时间、位置、强度和相互位置关系的细微变化的巨大敏感性，这一雷暴合并过程的敏感性及相关物理过程也为 Bluestein et al. (2000) 针对理想模拟中强对流雷暴的合并及后续发展的研究所证实。相似的敏感性也在集成员 51 和 53 的模拟中出现（图 5.14），集成员 51 的雷暴也在

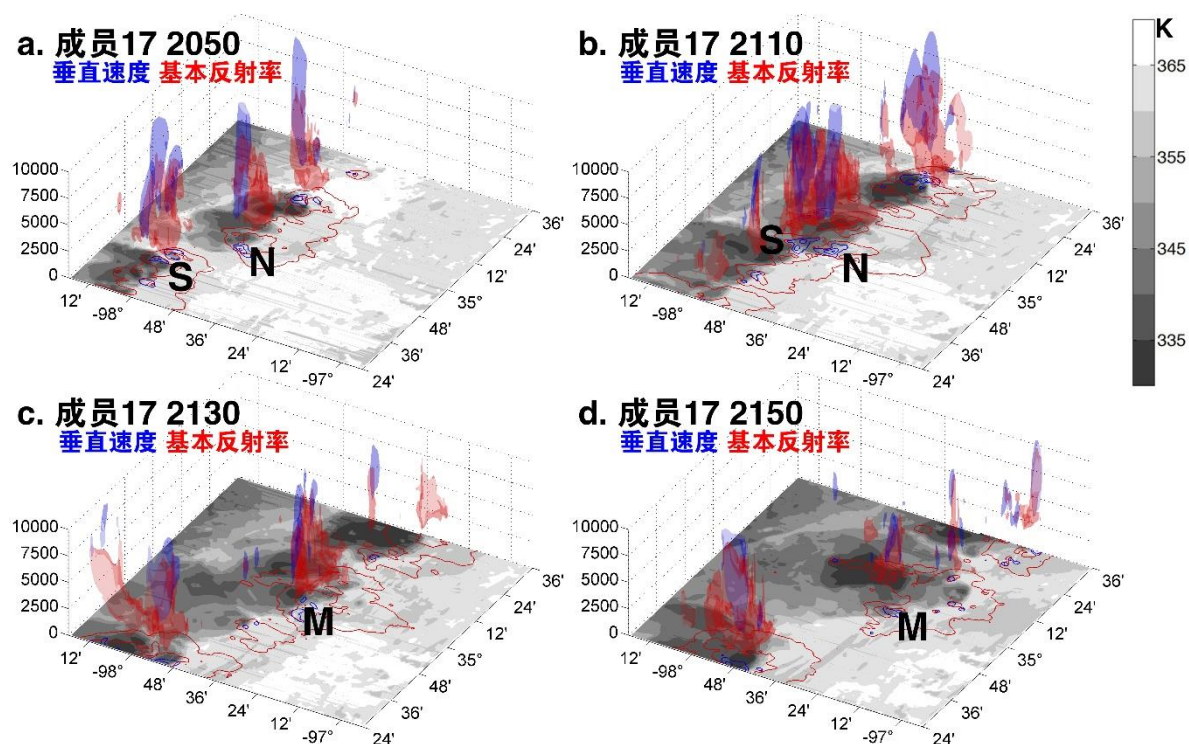


图 5.26 2050 UTC 至 2150 UTC 集成员 17 的 20 m/s 上升速度等值面（蓝色）、60 dBZ 雷达反射率等值面（红色）和地面 2 m 相当位温（底面灰度填色）。底面上的等值线是从 10 m/s 开始、每 10 m/s 的上升速度（蓝色）和 40 dBZ/60 dBZ 组合反射率（红色）。“S”和“N”是合并前的两个雷暴单体，“M”是“S”和“N”合并后的雷暴单体。

合并后出现了迅速消散的现象（图 5.14c3）。

由以上的分析可以知道，与降水和上升气流相关的多个正反馈过程，在强对流雷暴预报的误差增长过程中起到了重要的作用。需要指出的是，这些正反馈过程同样会影响对流运动本身的变化，并因而影响雷暴的组织和发展。即使在这两个 EF PERT 集合成员的初始误差比现有的观测仪器和全球模式分析场的误差小一个数量级的情况下，模拟结果显示这些微小的初始误差依然可能导致短期（1900 UTC 至 2200 UTC，也即对流触发后仅 3 小时）强对流雷暴预报的失败；对本文所研究的个例而言，强对流雷暴的本性可预报性极其有限。

5.4 本章小结

本章首先使用 1700 UTC 时流场依赖且在现有观测水平下无法被观测到的微小初始扰动进行了集合预报实验（EF PERT 集合），以探索此次强对流雷暴过程的本性可预报性。其结果表明：一方面，所有的集合成员均模拟出了俄克拉荷马州境内整体准线性对流系统的结构，对对流触发前环境条件的分析显示，不同集合成员对水汽、不稳定性和对流抑制等环境条件的模拟几乎完全相同，并且与真值实验 CNTL_17Z 的模拟几乎没有差异，表明这次事件的中尺度环境条件在集合模拟的时空范围内有着很强的本性可预报性；而另一方面，每个集合成员中雷暴单体的位置、形态和发展过程都有所差异，中气旋的路径位置有着一定的变化幅度，表明在雷暴尺度上此次事件的本性可预报性是有限的。

在一组将初始误差减小 90% 的集合预报（EF TINY 集合）中，对雷暴预报的不确定性几乎没有变化，预报技巧并未提高，对误差总能量（DTE）的计算也显示 EF PERT 和 EF TINY 的误差水平相当。如果在 1900 UTC 或 2000 UTC 时，也即对流已经出现时生成扰动、开始集合预报（分别为 EF_1900 集合和 EF_2000 集合），虽然它们的初始误差水平与 EF PERT 集合相当，在这两个集合中在预报开始后误差迅速增长。另外，EF_1900 对中气旋路径的概率预报不仅比其它集合预报有着更大的不确定性，并且严重偏离了其相对应的真值实验 CNTL_19Z 中模拟的中气旋路径，表明初始扰动的结构同样会对雷暴尺度的集合预报的结果产生影响。

将 DTE 分解为中 β 和中 γ 尺度的尺度分解分析被用于研究误差增长的机制。对于 EF PERT 集合，在对流触发前以及对流触发早期，仅有中 γ 尺度的动力场（风场）有明显的误差增长。在 2000 UTC 之后、初始对流开始组织并发展为雷暴的阶段，中 β 尺度和中 γ 尺度的动力场和热力场都出现了明显的误差增长。1 小时后 2100 UTC 时，中 γ 尺度的误差停止了增长，并且不同集合预报中误差均停留在相似的数值附近，表明误差在中 γ 尺度已经饱和；与之相反，中 β 尺度的误差继续增长到 2215 UTC，之后随着

整体对流系统开始消散而降低。这些现象与之前的研究中提出的误差饱和和升尺度增长的过程相符。虽然误差升尺度增长的过程在没有深湿对流的情况下也能够出现，对 EF_TINY 集合的误差增长曲线的分析表明深湿对流会加速和放大这个过程。

EF PERT 的集合成员 13 和集合成员 17 被用于进一步分析不同的模拟中强对流雷暴预报产生发散的详细过程。边界层内的湍流对对流触发前误差的扩散的增长起到了重要作用。在对流触发阶段，上升气流的位置和强度难以准确预报，并且深层 0–6 km 垂直风切变可能出现很大的局地变化，很难确定一个初始雷暴会迅速消散还是持续很长时间。对于持续时间较长的雷暴，上升气流的凝结过程释放的潜热会增强气团的浮力，并最终反馈加强上升气流。因此，在对流触发早期微小的上升气流的强度或位置差异会发展为明显的对流的强度和范围的差异。

雷暴的发展与它们的冷池以及冷池与上升气流和环境的相互作用密切相关。当雷暴分裂和合并的过程出现时情况会变得更加复杂：两个雷暴再合并前的相互位置会影响合并之后新雷暴的发展和维持。集合成员 13 的合并雷暴维持了很长时间，而集合成员 17 中一个雷暴侵入了另一个雷暴的冷池后部，在两个雷暴合并后上升气流变得无组织并开始减弱，使得合并的雷暴迅速消散。

总的来说，初始条件中细微的误差会近乎随机地产生局地强上升气流，上升气流的差异会因为其与降水和冷池之间的相互作用而被迅速放大，而且雷暴单体的合并与雷暴的时间、位置和相互关系极为敏感，进一步增加预报难度。由于误差会在深湿对流的辅助下迅速升尺度增长，而单一的确定性预报不能合理地考虑初始条件中无法被观测到的微小误差，因此，虽然此次强对流雷暴时间的中尺度天气背景条件以及对流组织形态有着较高的可预报性，在 3 到 6 小时内对雷暴尺度强对流雷暴单体的预报从本质上是有着相当的局限的。

第六章 总结

2013年5月20日下午发生在美国俄克拉荷马州穆尔市的EF-5级龙卷是美国近年来死亡人数最多、灾害损失最大的龙卷。产生了此次龙卷灾害过程的强对流雷暴系统是在当天俄克拉荷马州境内高湿度、强不稳定性的环境条件下，受到干线影响而触发和发展的。本文使用高分辨率WRF/ARW云解析模式，以集合预报的方法，对此次强对流雷暴天气事件的实际可预报性和本性可预报性进行了研究。对于实际可预报性，本文着眼于天气背景系统的时间、边界层的发展和地形因素对强对流雷暴预报的影响，探索数值天气预报中主要的几种误差来源对强对流天气预报准确程度的影响。对于本性可预报性，本文着眼于微小的初始误差在短短几个小时内影响整个强对流雷暴系统的预报的误差增长机制，以期对未来以集合资料同化和集合预报为基础的灾害天气预警方法的实施提供帮助。

本文对实际可预报性的研究着眼于两种业务预报中常见的误差来源：一个来自于用于驱动区域模式的全球模式预报中天气背景时间的提前或滞后，另一个来自于区域模式对对流触发的位置的预报差异。模拟结果发现，当天气背景时间发生错位时，对流触发的时间基本与各个模拟的初始条件的天气背景时间同步。这是由于在不同的模拟中边界层的变化特征与天气背景时间相匹配所导致的，在不同的模拟中边界层内的水汽、不稳定性、对流抑制能量会随着当地时间上午至中午边界层的变化产生差异，使得在天气背景时间发生变化时不同模拟达到有利于对流触发的环境条件的时间发生相应的变化，影响不同模拟中对流触发发生的时间。敏感性实验也证明，对流触发的时间与近地面层（边界层）大气状况密切相关，而中高层的影响则较小。这一组实验的结果不仅表明通过更准确地对边界层特征进行模拟（如更准确的天气背景时间模拟和更准确的边界层参数化方案）可有望改善强对流雷暴的预报，还表明在数值预报结果的应用中，如果对于天气背景的预报发生了时间的误差，以此为基础的、基于数值模式模拟得到的中小尺度的对流触发预报要相应地调整对流触发的时间。

而当对流触发的地形发生变化的时候，不仅对流触发的时间发生了变化，模拟的雷暴的发展和组织结构也发生了变化。地形高度的变化会影响干线以东地区南风的水汽输送状况，改变这一区域的水汽和不稳定性条件，使得对流触发的环境条件发生差异，影响对流触发的时间和地理位置。除了热力条件的变化以外，风场对小尺度地形结构的动力响应会通过改变边界层内风速、风向、垂直风切变等动力条件而带来局地辐合的增强或减弱，影响对流触发的位置；同时还会改变垂直积分参量雷暴相对环境螺旋度（SREH），影响对流触发的位置和对流的发展与组织结构。当模式模拟的对流触发与实际出现的对流触发之间有位置的误差时，简单地将模式模拟的雷暴过程进行平移

并不能正确地弥补位置误差可能带来的雷暴发展的差异。

本文在对实际可预报性的研究中还发现,即使集合成员之间差异很小,对流触发的位置依旧显示出了随机性,对雷暴的预报出现了误差。这一现象表明,即使不断减小初始误差,强对流雷暴的预报依旧存在一定的不确定性,其本性可预报性可能有着一定的局限。因此,本文通过研究多个在初始条件中加入现有观测水平下无法被观测到的、流场依赖的微小初始扰动并进行集合预报的实验,进一步探讨了影响本次强对流雷暴天气的本性可预报性的因素及误差的增长机理。

研究表明,不同尺度的天气系统特征其本性可预报性有明显差异。一方面,不同集合成员对水汽、不稳定性和对流抑制等环境条件的模拟几乎完全相同,并且与真值实验的模拟几乎没有差异,所有的集合成员均模拟出了俄克拉荷马州境内准线性对流系统(QLCS)的结构;而另一方面,每个集合成员中雷暴单体的位置、形态和发展过程都有所差异,中气旋的路径位置有着一定的变化幅度、集合路径预报存在着较大的不确定性,表明在雷暴尺度上此次事件的本性可预报性是有限的。并且,即使在将集合预报的初始误差减小 90%后,对雷达组合反射率和雷暴中气旋位置的概率预报结果并没有明显变化、预报技巧并没有明显提高,表明此次强对流雷暴天气的本性可预报性极为有限。

强对流雷暴中误差的增长过程与之前诸多对较大尺度的强对流过程的研究中的误差增长过程类似。在对流触发前以及对流触发早期,仅有中 γ 尺度的动力场有明显的误差增长,这是由于与边界层内的湍流活动有关的误差扩散和缓慢增长过程造成的。随着对流触发后、初始对流开始组织并发展为雷暴,中 β 尺度和中 γ 尺度的动力场和热力场在深湿对流过程的作用下都出现了明显的、快速的误差增长。一段时间之后中 γ 尺度的误差停止了增长,并且不同初始扰动的集合预报中该尺度的误差均维持在相似的数值附近,而中 β 尺度的误差则继续增长了一段时间,这些特征表明误差出现在了较小尺度饱和并向较大尺度增长的现象。

对两个集合成员的详细分析进一步发现,强对流雷暴的确定性预报中微小的初始差异会发展为巨大的预报误差。由于上升气流的位置和强度的不确定性以及深层垂直风切变剧烈的局地水平变化,对流触发的位置及初始雷暴的维持时间难以准确预报。随后,由于上升气流的凝结过程释放的潜热增强气团的浮力并反馈加强上升气流,在对流触发早期微小的上升气流的强度或位置差异会发展为明显的对流的强度和范围的差异,并进一步由于冷池与上升气流和环境垂直风切变的相互作用以及毗邻的雷暴单体之间的分裂、合并等相互作用而进一步发展为巨大的位置、形态和发展过程的差异。这一系列对集合预报的分析表明,单一的确定性预报无法体现模式初始条件中无法被观测到的微小误差,因而雷暴尺度的天气预报需要使用集合预报的方法,以对初始场的不确定性加以考虑。

需要指出的是，本文对实际可预报性的误差来源和本性可预报性的误差增长过程的分析均着眼于一次强对流雷暴天气个例，这些结论是否适用于更多类似的雷暴尺度天气系统有待进一步的研究。但是，本文所发现的误差增长的动力过程和热力过程是天气系统中普遍适用的基本过程，因此本文发现的影响强对流雷暴天气实际可预报性的因素和强对流雷暴天气有限的本性可预报性很有可能不仅仅局限于这一个个例。与此同时，本文一方面对实际可预报性的研究指出了业务系统中提高强对流雷暴天气预报水平的可能方向，另一方面研究了在我们具有对大气近乎完全的了解和没有误差的数值模式的情况下、对强对流雷暴天气的预报可能具有的误差量级。因此，本文的结论无论对集合资料同化和集合预报系统的应用、还是对预报员对确定性和概率性的数值预报结果的理解都有着一定的帮助，有利于未来强对流灾害天气预报和预警系统的应用与发展。

参考文献

- 范雯杰, 俞小鼎. 中国龙卷的时空分布特征[J]. 气象, 2015, 41(7): 793–805.
- 孙继松, 戴建华, 何立富, 等. 强对流天气预报的基本原理与技术方法[M]. 北京: 气象出版社, 2014.
- 寿绍文, 励申申, 寿亦萱, 等. 中尺度大气动力学[M]. 北京: 高等教育出版社, 2009.
- AKSOY A, DOWELL D, SNYDER C. A multicaser comparative assessment of the ensemble Kalman filter for assimilation of radar observations. Part II: Short-range ensemble forecasts [J]. Monthly Weather Review, 2010, 138 (4): 1273–1292.
- ATKINS N, BUTLER K, FLYNN K, et al. An integrated damage, visual, and radar analysis of the 2013 Moore Oklahoma EF5 tornado [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2014, 95 (10): 1549–1561.
- BAI LANQIANG, MENG ZHIYONG, HUANG LING. An integrated damage, visual, and radar analysis of the 2015 Foshan, Guangdong EF3 tornado in China produced by the landfall typhoon Mujigae (2015) [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, in preparation
- BEI NAIFANG, ZHANG FUQING. Impacts of initial condition errors on mesoscale predictability of heavy precipitation along the Mei-Yu front of China [J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2007, 133 (622): 83–99.
- BEI NAIFANG, FUQING ZHANG. Mesoscale predictability of moist baroclinic waves: Variable and scale-dependent error growth [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2014, 31 (5): 995–1008.
- BENJAMIN S, GRELL G, BROWN J, et al. Mesoscale weather prediction with the RUC hybrid isentropic-terrain-following coordinate model [J]. Monthly Weather Review, 2004, 132 (2): 473–494.
- BLUESTEIN H, PARKER S. Modes of isolated, severe convective storm formation along the dryline [J]. Monthly Weather Review, 1993, 121 (5): 1354–1372.
- BLUESTEIN H, WEISMAN M. The interaction of numerically simulated supercells initiated along lines [J]. Monthly Weather Review, 2000, 128 (9): 3128–3149.
- BROOKS H, DOSWELL C, COOPER J. On the environments of tornadic and nontornadic mesocyclones [J]. Weather and Forecasting, 1994, 9 (4): 606–618.
- BRIGHT D, MULLEN S. The sensitivity of the numerical simulation of the southwest monsoon boundary layer to the choice of PBL turbulence parameterization in MM5 [J]. Weather and Forecasting, 2002, 17 (1): 99–114.
- BROTZGE J, DONNER W. The tornado warning process: A review of current research, challenges, and opportunities [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2013, 94 (11): 1715–1733.
- BRYAN G, WYNGAARD J, FRITSCH J. Resolution requirements for the simulation of deep moist convection [J]. Monthly Weather Review, 2003, 131 (10): 2394–2416.
- BURGESS D, ORTEGA K, STUMPF G, et al. 20 May 2013 Moore, Oklahoma, tornado: Damage survey and analysis [J]. Weather and Forecasting, 2014, 29 (5): 1229–1237.
- BURGHARDT B, EVANS C, ROEBBER P. Assessing the predictability of convection initiation in the High Plains using an object-based approach [J]. Weather and Forecasting, 2014, 29(2): 403–418.

- CHOU M-D, SUAREZ M. An efficient thermal infrared radiation parameterization for use in general circulation models [R]. NASA Technical Memo, 1994.
- CINTINEO R, STENSRUD D. On the predictability of supercell thunderstorm evolution [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2013, 70 (7): 1993–2011.
- CLARK A, KAIN J, MARSH P, et al. Forecasting tornado pathlengths using a three-dimensional object identification algorithm applied to convection-allowing forecasts [J]. *Weather and Forecasting*, 2012, 27 (5): 1090–1113.
- CLARK A, GAO JIDONG, MARSH P, et al. Tornado pathlength forecasts from 2010 to 2011 using ensemble updraft helicity [J]. *Weather and Forecasting*, 2013, 28 (2): 387–407.
- CLARK A, WEISS S, KAIN J, et al. An overview of the 2010 Hazardous Weather Testbed experimental forecast program Spring Experiment [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2012, 93 (1): 55–74.
- COFFER B, MAUDLIN L, VEALS P, et al. Dryline position errors in experimental convection-allowing NSSL-WRF model forecasts and the operational NAM [J]. *Weather and Forecasting*, 2013, 28 (3): 746–761.
- COLEMAN T, KNUPP K, SPANN J, et al. The history (and future) of tornado warning dissemination in the United States [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2011, 92 (5): 567–582.
- COLLE B, MASS C, OVENS D. Evaluation of the timing and strength of MM5 and Eta surface trough passages over the Eastern Pacific [J]. *Weather and Forecasting*, 2001, 16 (5): 553–572.
- CONIGLIO M, CORREIA J, MARSH P, et al. Verification of convection-allowing WRF model forecasts of the planetary boundary layer using sounding observations [J]. *Weather and Forecasting*, 2013, 28 (3): 842–862.
- CONIGLIO M, ELMORE K, KAIN J, et al. Evaluation of WRF model output for severe Weather and Forecasting from the 2008 NOAA Hazardous Weather Testbed Spring Experiment [J]. *Weather and Forecasting*, 2010, 25 (2): 408–427.
- CROOK N. Sensitivity of moist convection forced by boundary layer processes to low-level thermodynamic fields [J]. *Monthly Weather Review*, 1996, 124 (8): 1767–1785.
- DAVIES-JONES R, BURGESS D, FOSTER M. Test of helicity as a tornado forecast parameter [R]. 16th Conference on Severe Local Storms, 1990.
- DAVIES-JONES R. Linear and nonlinear propagation of supercell storms [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2002, 59 (22): 3178–3205.
- DAWSON D, WICKER L, MANSELL E, et al. Impact of the environmental low-level wind profile on ensemble forecasts of the 4 May 2007 Greensburg, Kansas, tornadic storm and associated mesocyclones [J]. *Monthly Weather Review*, 2012, 140 (2): 696–716.
- DEMARIA M, KAPLAN J. A Statistical Hurricane Intensity Prediction Scheme (SHIPS) for the Atlantic basin [J]. *Weather and Forecasting*, 1994, 9 (2): 209–220.
- DEMARIA M, KAPLAN J. An updated Statistical Hurricane Intensity Prediction Scheme (SHIPS) for the Atlantic and eastern North Pacific basin [J]. *Weather and Forecasting*, 1999, 14 (3): 326–337.
- DEMARIA M, MAINELLI M, SHAY L, et al. Further improvements to the Statistical Hurricane Intensity

- Prediction Scheme (SHIPS) [J]. *Weather and Forecasting*, 2005, 20 (4): 531–543.
- DOSWELL C, BROOKS H, MADDOX R. Flash flood forecasting: An ingredients based methodology [J]. *Weather and Forecasting*, 1996, 11 (4): 560–581.
- DURRAN D, GINGRICH M. Atmospheric predictability: Why butterflies are not of practical importance [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2014, 71 (7): 2476–2488.
- DURRAN D, WEYN J. Thunderstorms do not get butterflies [J].
- DURRAN D, REINECKE P, DOYLE J. Large-scale errors and mesoscale predictability in Pacific Northwest snowstorms [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2013, 70 (5): 1470–1487.
- EDWARDS R, LADUE J G, FERREE J T, et al. Tornado intensity estimation: Past, present, and future [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2013, 94 (5): 641–653.
- EHRENDORFER M, ERRICO R, RAEDER K. Singular-vector perturbation growth in a primitive equation model with moist physics [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1999, 56 (11): 1627–1648.
- ELMORE K, SCHULTZ D, BALDWIN M. The behavior of synoptic-scale errors in the Eta model [J]. *Monthly Weather Review*, 2006, 134 (11): 3355–3366.
- ELSBERRY R, LAMBERT T, BOOTHE M. Accuracy of Atlantic and eastern North Pacific tropical cyclone intensity forecast guidance [J]. *Weather and Forecasting*, 2007, 22 (4): 747–762.
- GASPERONI N, XUE MING, PALMER R, et al. Sensitivity of convective initiation prediction to near-surface moisture when assimilating radar refractivity: Impact tests using OSSEs [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2013, 30 (10): 2281–2302.
- GLICKMAN T D. Glossary of meteorology [M]. Boston: American Meteorological Society, 2000.
- GRAZIANO T, CARLSON T. A statistical evaluation of lid strength on deep convection [J]. *Weather and Forecasting*, 1987, 2 (2): 127–139.
- GRAVELLE C, MECIKALSKI J, LINE W, et al. Demonstration of a GOES-R satellite convective toolkit to "bridge the gap" between severe weather watches and warnings: An Example from the 20 May 2013 Moore, OK Tornado Outbreak [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2016, 97 (1): 69–84.
- GREEN B, ZHANG FUQING. Numerical simulations of Hurricane Katrina (2005) in the turbulent gray zone [J]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2015, 7 (1): 142–161.
- GRELL G, DÉVÉNYI D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques [J]. *Geophysical Research Letters*, 2002, 29 (14), 1693.
- HAWBLITZEL D, ZHANG FUQING, MENG ZHIYONG, et al. Probabilistic evaluation of the dynamics and predictability of the mesoscale convective vortex of 10-13 June 2003 [J]. *Monthly Weather Review*, 2007, 135 (4): 1544-1563.
- HOHENEGGER C, SCHÄR C. Atmospheric predictability at synoptic versus cloud resolving scales [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2007a, 88 (11): 1783–1793.
- HOHENEGGER C, SCHÄR C. Predictability and error growth dynamics in cloud-resolving models [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2007b, 64 (12): 4467–4478.
- JOHNS R, DOSWELL C. Severe local storms forecasting [J]. *Weather and Forecasting*, 1992, 7 (4): 588–612.

- JOHNSON A, WANG XUGUANG. Object-based evaluation of a storm-scale ensemble during the 2009 NOAA Hazardous Weather Testbed Spring Experiment. *Monthly Weather Review*, 2013, 141 (3): 1079–1098.
- JOHNSON A, WANG XUGUANG, KONG FANYOU, et al. Hierarchical cluster analysis of a convection-allowing ensemble during the Hazardous Weather Testbed 2009 Spring Experiment. Part I: Development of the object-oriented cluster analysis method for precipitation fields [J]. *Monthly Weather Review*, 2011, 139 (12): 3673–3693.
- JOHNSON A, WANG XUGUANG, XUE MING, et al. Hierarchical cluster analysis of a convection-allowing ensemble during the Hazardous Weather Testbed 2009 Spring Experiment. Part II: Ensemble clustering over the whole experiment period [J]. *Monthly Weather Review*, 2011, 139 (12): 3694–3710.
- JOHNSON A, WANG XUGUANG, XUE MING, et al. Multiscale characteristics and evolution of perturbations for warm season convection-allowing precipitation forecasts: Dependence on background flow and method of perturbation [J]. *Monthly Weather Review*, 2014, 142 (3): 1053–1073.
- KAIN J, WEISS S, BRIGHT D, et al. Some practical considerations regarding horizontal resolution in the first generation of operational convection-allowing NWP [J]. *Weather and Forecasting*, 2008, 23 (5): 931–952.
- KAIN J, CONIGLIO M, CORREIA J, et al. A feasible study for probabilistic convection initiation forecasts based on explicit numerical guidance [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2013, 94 (8): 1213–1225.
- KARSTENS C, STUMPF G, LING CHEN, et al. Evaluation of a probabilistic forecasting methodology for severe convective weather in the 2014 Hazardous Weather Testbed [J]. *Weather and Forecasting*, 2015, 30 (6): 1551–1570.
- KIRKPATRICK J, MCCAUL E, COHEN C. The motion of simulated convective storms as a function of basic environmental parameters [J]. *Monthly Weather Review*, 2007, 135 (9): 3033–3051.
- KLEMP J. Dynamics of tornadic thunderstorms [J]. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 1987, 19: 369–402.
- KNAFF J, DEMARIA M, SAMPSON C, et al. Statistical, 5-day tropical cyclone intensity forecasts derived from climatology and persistence [J]. *Weather and Forecasting*, 2003, 18 (1): 80–92.
- LANE T, KNIEVEL J. Some Effects of model resolution on simulated gravity waves generated by deep, mesoscale convection [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2005, 62 (9): 3408–3419.
- LANGLAND R, SHAPIRO M, GELARO R. Initial condition sensitivity and error growth in forecasts of the 25 January 2000 east coast snowstorm [J]. *Monthly Weather Review*, 2002, 130 (4): 957–974.
- LAW K, HOBGOOD J. A statistical model to forecast short-term Atlantic hurricane intensity [J]. *Weather and Forecasting*, 2007, 22 (5): 967–980.
- LEBO Z J, MORRISON H. Effects of horizontal and vertical grid spacing on mixing in simulated squall lines and implications for convective strength and structure [J]. *Monthly Weather Review*, 2015, 143 (11): 4355–4375.
- LEONCINI G, PLANT R, GRAY S, et al. Perturbation growth at the convective scale for CSIP IOP18 [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2010, 136 (648): 653–670.
- LORENZ E. Deterministic nonperiodic flow [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1963, 20 (3): 130–

- 141.
- LORENZ E. The predictability of a flow which possesses many scales of motion [J]. *Tellus*, 1969, 21 (3): 289–307.
- LORENZ E. Atmospheric predictability experiments with a large numerical model [J]. *Tellus*, 1982, 34 (6): 505–513.
- LORENZ E. Predictability—A problem partly solved [R]. ECMWF Seminar on Predictability, 1996.
- MARKOWSKI P, RICHARDSON Y. Mesoscale meteorology in midlatitudes [M]. Chichester: Wiley-Blackwell, 2010.
- MARKOWSKI P, STRAKA J, RASMUSSEN E, et al. Variability of storm-relative helicity during VORTEX [J]. *Monthly Weather Review*, 1998, 126 (11): 2959–2971.
- MCNULTY R. Severe and convective weather: A central region forecasting challenge [J]. *Weather and Forecasting*, 1995, 10 (2): 187–202.
- MELHAUSER C, ZHANG FUQING. Practical and intrinsic predictability of severe and convective weather at the mesoscales [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2012, 69 (11): 3350–3371.
- MENG ZHIYONG, YAO DAN. Damage survey, radar, and environment analyses on the first-ever documented tornado in Beijing during the heavy rainfall event of 21 July 2012 [J]. *Weather and Forecasting*, 2014, 29 (3): 702–724.
- MENG ZHIYONG, YAO DAN, BAI LANQIANG, et al. Destructive winds behind the shipwreck of the “Oriental Star” [J]. *Science Bulletin*, 2015, submitted.
- MLAWER E, TAUBMAN S, BROWN P, et al. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102 (D14): 16663–16682.
- MORRISON H, MORALES A, VILLANUEVA-BIRRIEL C. Concurrent sensitivities of an idealized deep convective storm to parameterization of microphysics, horizontal grid resolution, and environmental static stability [J]. *Monthly Weather Review*, 2015, 143 (6): 2082–2104.
- NAKANISHI M, NIINO H. Development of an improved turbulence closure model for the atmospheric boundary layer [J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 2009, 87 (5): 895–912.
- NAYLOR J, GILMORE M, THOMPSON R, et al. Comparison of objective supercell identification techniques using an idealized cloud model [J]. *Monthly Weather Review*, 2012, 140 (7): 2090–2102.
- ORLANSKI I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1975, 56 (5): 527–534.
- RHEA J. A study of thunderstorm formation along dry lines [J]. *Journal of Applied Meteorology*, 1966, 5 (1): 58–63.
- ROEBBER P, GEHRING M. Real-time prediction of the lake breeze on the western shore of Lake Michigan [J]. *Weather and Forecasting*, 2000, 15 (3): 298–312.
- ROEBBER P, SCHULTZ D, ROMERO R. Synoptic regulation of the 3 May 1999 tornado outbreak [J]. *Monthly Weather Review*, 2002, 130 (3): 399–429.
- ROEBBER P, SCHULTZ D, COLLE B, et al. Toward improved prediction: High-resolution and ensemble modeling systems in operations [J]. *Weather and Forecasting*, 2004, 19 (5): 936–949.

- ROTUNNO R, KLEMP J. The influence of the shear-induced pressure gradient on thunderstorm motion [J]. *Monthly Weather Review*, 1982, 110 (2): 136–151.
- ROTUNNO R, SNYDER C. A generalization of Lorenz’s model for the predictability of flows with many scales of motion [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2008, 65 (3): 1063–1076.
- SCHAEFER J. Severe thunderstorm forecasting: A historical perspective [J]. *Weather and Forecasting*, 1986, 1 (3): 164–189.
- SCHULTZ D, DOSWELL C. Analyzing and forecasting Rocky Mountain lee cyclogenesis often associated with strong winds [J]. *Weather and Forecasting*, 2000, 15 (2): 152–173.
- SCHWARTZ C, ROMINE G, WEISMAN M, et al. A real-time convection-allowing ensemble prediction system initialized by mesoscale ensemble Kalman filter analyses [J]. *Weather and Forecasting*, 2015, 30 (5): 1158–1181.
- SCHWARTZ C, ROMINE G, SOBASH R A, et al. NCAR’s experimental real-time convection-allowing ensemble prediction system [J]. *Weather and Forecasting*, 2015, 30 (6): 1645–1654.
- SELZ T, CRAIG G. Upscale error growth in a high-resolution simulation of a summertime weather event over Europe [J]. *Monthly Weather Review*, 2015a, 143 (3): 813–827.
- SELZ T, CRAIG G. Simulation of upscale error growth with a stochastic convection scheme [J]. *Geophysical Research Letter*, 2015b, 42 (8): 3056–3062.
- SIPPEL J, ZHANG FUQING. A probabilistic analysis of the dynamics and predictability of tropical cyclogenesis [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2008, 65 (11): 3440–3459.
- SKAMAROCK W, KLEMP J, DUDHIA J, et al. A description of the Advanced Research WRF version 3 [R]. NCAR Technical Note NCAR/TN-475+STR, 2008.
- SNOOK N, XUE MING, JUNG Y. Ensemble probabilistic forecasts of a tornadic mesoscale convective system from ensemble Kalman filter analyses using WSR-88D and CASA radar data [J]. *Monthly Weather Review*, 2012, 140 (7): 2126–2146.
- SNYDER C, ZHANG FUQING. Assimilation of simulated Doppler radar observations with an ensemble Kalman filter [J]. *Monthly Weather Review*, 2003, 131 (8): 1663–1677.
- STENSRUD D, WEISS S. Mesoscale model ensemble forecasts of the 3 May 1999 tornado outbreak [J]. *Weather and Forecasting*, 2002, 17 (3): 526–543.
- STENSRUD D, GAO JIDONG. Importance of horizontally inhomogeneous environmental initial conditions to ensemble storm-scale radar data assimilation and very short-range forecasts [J]. *Monthly Weather Review*, 2010, 138 (4): 1250–1272.
- STENSRUD D, BROOKS H, WEISS S. Weather prediction: Severe Weather and Forecasting [J]. // HOLTON J, CURRY J. *Encyclopedia of the Atmospheric Sciences*. New York: Academic Press, 2002: 2568–2576.
- STENSRUD D, WICKER L, KELLEHER K, et al. Convective-scale Warn-on-Forecast system [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2009, 90 (10): 1487–1499.
- STENSRUD D, WICKER L, XUE MING. Progress and challenges with Warn-on-Forecast [J]. *Atmospheric Research*, 2013, 123, 2–16.
- SUN YONG QIANG, ZHANG FUQING. Intrinsic versus practical limits of atmospheric predictability and

- the significance of the butterfly effect [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2016, 73 (3): 1419–1438.
- SURCEL M, ZAWADKI I, YAU M K. On the filtering properties of ensemble averaging for storm-scale precipitation forecasts [J]. *Monthly Weather Review*, 2014, 142 (3): 1093–1105.
- SURCEL M, ZAWADKI I, YAU M K. A study on the scale dependence of the predictability of precipitation patterns [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2015, 72 (1): 216–235.
- SURCEL M, ZAWADKI I, YAU M K. The case-to-case variability of the predictability of precipitation by a storm-scale ensemble forecasting system [J]. *Monthly Weather Review*, 2016, 144 (1): 193–212.
- TAN ZHE-MIN, ZHANG FUQING, ROTUNNO R, et al. Mesoscale predictability of moist baroclinic waves: Experiments with parameterized convection [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2004, 61 (14): 1794–1804.
- THOMPSON G, FIELD P, RASMUSSEN R, et al. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: Implementation of a new snow parameterization [J]. *Monthly Weather Review*, 2008, 136 (12): 5905–5115.
- THOMPSON R, EDWARDS R, HART J, et al. Close proximity soundings within supercell environments obtained from Rapid Update Cycle [J]. *Weather and Forecasting*, 2003, 18 (6): 1243–1261.
- UCCELLINI L. Service Assessment: May 2013 Oklahoma tornadoes and flash flooding [EB/OL]. Silver Spring, Maryland: U.S. Department of Commerce/NOAA/NWS, 2014 [2015-11-1]. http://www.nws.noaa.gov/os/assessments/pdfs/13oklahoma_tornadoes.pdf.]
- VAN SANG N, SMITH R, MONTGOMERY M. Tropical-cyclone intensification and predictability in three dimensions [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2008, 134 (632): 563–582.
- VIÉ B, NUISSIER O, DUCROCO V. Cloud-resolving ensemble simulations of Mediterranean heavy precipitating events: Uncertainty on initial conditions and lateral boundary conditions [J]. *Monthly Weather Review*, 2011, 139 (2): 403–423.
- WANDISHIN M, STENSRUD D, MULLEN S, et al. On the predictability of mesoscale convective systems: two-dimensional simulations [J]. *Weather and Forecasting*, 2008, 23 (5): 773–785.
- WANDISHIN M, STENSRUD D, MULLEN S, et al. On the predictability of mesoscale convective systems: three-dimensional simulations [J]. *Monthly Weather Review*, 2010, 138 (3): 863–885.
- WANG HONGLI, AULIGNE T, MORRISON H. Impact of microphysics scheme complexity on the propagation of initial perturbations [J]. *Monthly Weather Review*, 2012, 140 (7): 2287–2296.
- WECKWERTH T, PARSONS D. A review of convection initiation and motivation for IHOP_2002 [J]. *Monthly Weather Review*, 2006, 134 (1): 5–22.
- WECKWERTH T, PARSONS D, KOCH S, et al. An overview of the International H2O Project (IHOP_2002) and some preliminary highlights [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2004, 85 (2): 253–277.
- WEI JUNHONG, ZHANG FUQING. Mesoscale gravity waves in moist baroclinic jet–front systems [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2014, 71 (3): 929–952.
- WEISMAN M, KLEMP J. The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy [J]. *Monthly Weather Review*, 1982, 110 (6): 504–520.

- WEISMAN M, KLEMP J. The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears [J]. *Monthly Weather Review*, 1984, 112 (12): 2479–2498.
- WHEATLEY D, YUSSOUF N, STENSRUD D. Ensemble Kalman filter analyses and forecasts of a severe mesoscale convective system using different choices of microphysics schemes [J]. *Monthly Weather Review*, 2014, 142 (9): 3243–3263.
- WHEATLEY D, KNOPFMEIER K, JONES T, et al. Storm-scale data assimilation and ensemble forecasting with the NSSL Experimental Warn-on-Forecast System. Part I: Radar data experiments [J]. *Weather and Forecasting*, 2015, 30 (6): 1795–1817.
- WILSON J, ROBERTS R. Summary of convective storm initiation and evolution during IHOP: Observational and modeling perspective [J]. *Monthly Weather Review*, 2006, 134 (1): 23–47.
- WU DUOCHANG, MENG ZHIYONG, YAN DACHUN. The predictability of a squall line in South China on 23 April 2007 [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2013, 30 (2): 485–502.
- YUSSOUF N, MANSELL E, WICKER L, et al. The ensemble Kalman filter analyses and forecasts of the 8 May 2003 Oklahoma City tornadic supercell storm using single- and double-moment microphysics schemes [J]. *Monthly Weather Review*, 2013, 141 (10): 3388–3412.
- YUSSOUF N, DOWELL D, WICKER L, et al. Storm-scale data assimilation and ensemble forecasts for the 27 April 2011 severe weather outbreak in Alabama [J]. *Monthly Weather Review*, 2015, 143 (8): 3044–3066.
- ZHANG DALIN, ANTHES R. A high-resolution model of the planetary boundary layer– sensitivity tests and comparisons with SESAME-79 data [J]. *Journal of Applied Meteorology*, 1982, 21 (11): 1594–1609.
- ZHANG FUQING, SIPPEL J. Effects of moist convection on hurricane predictability [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2009, 66 (7): 1944–1961.
- ZHANG FUQING, TAO DANDAN. Effects of vertical wind shear on the predictability of tropical cyclones [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2013, 70 (3): 975–983.
- ZHANG FUQING, ODINS A, NIELSE-GAMMON J. Mesoscale predictability of an extreme warm-season precipitation event [J]. *Weather and Forecasting*, 2006, 21 (2): 149–166.
- ZHANG FUQING, SNYDER C, ROTUNNO R. Mesoscale predictability of the surprise snow storm of 24–25 January 2000 [J]. *Monthly Weather Review*, 2002, 130 (6): 1617–1632.
- ZHANG FUQING, SNYDER C, ROTUNNO R. Effects of moist convection on mesoscale predictability [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2003, 60 (9): 1173–1185.
- ZHANG FUQING, BEI NAIFANG, ROTUNNO R, et al. Mesoscale predictability of moist baroclinic waves: Convection-permitting experiments and multistage error growth dynamics [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2007, 64 (10): 3579–3594.
- ZHANG YUNJI, MENG ZHIYONG, ZHANG FUQING, et al. Predictability of tropical cyclone intensity evaluated through 5-yr forecasts with a convection-permitting regional-scale model in the Atlantic basin [J]. *Weather and Forecasting*, 2014, 29 (4): 1003–1023.
- ZHANG YUNJI, ZHANG FUQING, STENSRUD D, et al. Practical predictability of the 20 May 2013 tornadic thunderstorm event in Oklahoma: Sensitivity to synoptic timing and topographical influence [J]. *Monthly Weather Review*, 2015, 143 (8): 2973–2997.

- ZHANG YUNJI, ZHANG FUQING, STENSRUD D, et al. Intrinsic predictability of the 20 May 2013 tornadic thunderstorm event in Oklahoma at storm scales [J]. *Monthly Weather Review*, 2016, 144 (4): 1273–1298.
- ZIEGLER C, RASMUSSEN E. The initiation of moist convection at the dryline: Forecasting issues from a case study perspective [J]. *Weather and Forecasting*, 1998, 13 (4): 1106–1131.
- ZIETLER J, BUNKERS M. Operational forecasting of supercell motion: Review and case studies using multiple datasets [J]. *National Weather Digest*, 2005, 29 (1), 81–97.

致谢

这则致谢我迟迟没有动笔、直到整篇论文付梓当天才匆匆草就，是因为每次一想到这一部分就觉得想要一一感谢的人实在太多，但却不知道如何将他们个个提及。然而这种拖延的行动本身也可以说是一种怠慢；所以我还是尽己所能，在这里对他们表示感谢。

首先要感谢的无疑是我的导师孟智勇老师。孟老师在 2008 年回国的时候担任了我所在的大气科学专业 2006 级本科生的班主任。那个时候刚在专业分流中选择了大气科学专业的我虽然对气象学有着很大的兴趣，但是之前两年的学习成绩很差，并不知道自己能否顺利完成专业课程、也不知道当时看似遥远的本科毕业之后要何去何从。孟老师带着我从阅读论文开始一步一步地接触科学研究，对于彼时尚且一无所知的我在科研和学业中遇到的各种问题，她也都不厌其烦地向我解答或告诉我应当如何自主解决。到了推免保送研究生的时候，我因为成绩太差、年级排名太低，本来是没有本系接收保送的资格的；也是当时已经开始指导我的本科毕业论文工作的孟老师写申请表示愿意接收我做她的博士生，才使得我本科之后能够继续在本系深造，也使得眼下这本博士论文成为了可能。之后在我攻读博士学位的六年中，孟老师不仅对我的学习、科研和生活提供了有益的建议和体贴的帮助，也给我提供了大量的科研交流的机会，让我参加了许多国内外的学术会议、暑期学校，支持我申请留学基金委的公派博士生、在美国完成了两年联合培养的项目。可以说，如果没有孟老师这八年来给予我的如此之多的关注和帮助，我很可能完全不会像现在这样对科研充满了兴趣，这篇博士论文也有可能完全不会诞生。无论从哪个方面来说，孟老师都极大地影响了我的整个人生道路，而我心中对她的感激之情也无以言表。

其次要感谢的是美国宾夕法尼亚州州立大学气象系的张福青老师。张老师是我在美国两年联合培养期间的导师，这篇博士论文的主要内容也源自我在张老师的课题组里的科研成果。在这两年期间，张老师视我如他自己的博士学生一般，就我的科研工作与我进行频繁而深入的探讨，也帮助我在参加学术会议的时候认识了很多优秀的同行专家和教师。他还向我提供了博士毕业后再次前往他的课题组继续进行博士后科研工作的邀请，帮助我为了能够今后继续在高校或者研究所从事科研工作积累更多的科研经历和工作经验。此外，与宾州州立大学气象系内、尤其是张福青老师课题组内的同学们的讨论也使我获益良多，这篇论文中有许多结果都来自于与组会和闲聊中的灵光一现，在此也要对他们、以及在公派联合培养项目中资助我前往宾州州立大学交流的教育部留学基金委表示感谢。

再次是我的父母。他们在工作上是优秀的大学教授，在生活中是体贴的父母。我对

科研的兴趣也许来自于从小的耳濡目染，而在科研中的态度则来自于从小他们对我一点一滴的培养。家父经常能触类旁通地利用他在计算机方面的专业知识从局外人的角度对我的科研工作给予意料之外却令我豁然开朗的建议；而家母则几乎是无条件地接受和帮助了我在生活中的一切困扰。除了努力做一个好儿子以外，我也无以为报了。

最后必须要感谢我的挚友们。历数他们的姓名或许并无多大意义，但是他们一直都是我最为看重的良师。多亏了有他们的陪伴，我写论文的这半年成为了我攻读博士学位的六年中最快乐的半年；也是因为他们的陪伴，我对北大的感情越来越深，深到不想毕业、不想离开，深到希望有朝一日能够再次回到这个校园、更长久地待下去。无论人在何方、精神上依旧相互陪伴，这应当是我们大家共同的心愿吧。

因为疏于笔耕，直到写致谢的时候我才发现现在已经很难准确地表达自己的感激之情了。但是即使这篇短短的致谢中词句朴拙，它们依旧是我心中最真切的想法。

是以为记。

北京大学学位论文原创性声明和使用授权说明

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。除文中已经注明引用的内容外，本论文不含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的作品或成果。对本文的研究做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。本声明的法律结果由本人承担。

论文作者签名： 日期： 年 月 日

学位论文使用授权说明

(必须装订在提交学校图书馆的印刷本)

本人完全了解北京大学关于收集、保存、使用学位论文的规定，即：

- 按照学校要求提交学位论文的印刷本和电子版本；
- 学校有权保存学位论文的印刷本和电子版，并提供目录检索与阅览服务，在校园网上提供服务；
- 学校可以采用影印、缩印、数字化或其它复制手段保存论文；
- 因某种特殊原因需要延迟发布学位论文电子版，授权学校一年/两年/三年以后，在校园网上全文发布。

(保密论文在解密后遵守此规定)

论文作者签名： 导师签名：

日期： 年 月 日