刘建勇,谈哲敏,顾思南. 2011. 梅雨期暴雨系统的流依赖中尺度可预报性 [J]. 大气科学, 35 (5): 912-926. Liu Jianyong, Tan Zhemin, Gu Sinan. 2011. Flow-dependent mesoscale predictability of Meiyu heavy rainfall [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (5): 912-926.

梅雨期暴雨系统的流依赖中尺度可预报性

刘建勇1,2 谈哲敏1 顾思南2

1 南京大学中尺度灾害性天气教育部重点实验室、大气科学学院,南京 210093 2 宁波市气象台,宁波 315012

摘 要 中尺度天气系统的初值敏感性,导致了中尺度系统预报极限的存在。中尺度系统的初始误差的快速增 长及其中尺度可预报性依赖于系统流的特征。梅雨暴雨形成是多尺度天气系统共同作用的结果,决定了梅雨期 暴雨的形成机制的多样性,也决定了其初值敏感性的差异性。本文重点对比分析了五种不同类型的梅雨暴雨的 误差增长特征及其机制。冷空气抬升、低层涡旋、边界层冷池、重力波等在梅雨期暴雨系统的误差增长发挥着重 要作用,它们通过不同方式促使初始误差由小尺度向大尺度传递。利用初始随机扰动和系统扰动方法构造的初 始误差试验表明,系统扰动试验中误差的初始调整较小,能够快速到达误差最优增长尺度。

冷槽推进型的误差扰动尺度大,冷空气抬升控制不稳定区域的误差尺度,可预报性强;西南涡移出型和北槽 南涡型的低层涡旋平流作用抵消涡旋内的正负偏差,加快了误差能量向大尺度传递,提高了暖季降水的预报技 巧;自组织型中重力波、冷池强迫抬升等拟连机制使得误差能量快速频散,出现误差在多个尺度上共同增长,且 误差饱和尺度小于上述三种类型,可预报性略差;受局地地形和热力条件影响,非组织局地型的中小尺度误差能 量很难饱和,可预报性最差。

梅雨期暴雨的误差结构主要决定于暴雨形成中起主要作用的系统。冷空气抬升使得冷槽推进型暴雨中误差 沿锋面垂直倾斜;冷空气侵入致使冷槽推进型和北槽南涡型的中层温度误差出现显著性增长;在西南涡移出型、 北槽南涡型、自组织型、非组织局地类型中,冷池的形成导致出现了低层的高动量偏差;在所有的暴雨类型中, 在对流发展后期,误差向高层传递并增大,导致在高层出现大误差带。

关键词 误差增长 中尺度可预报性 暴雨 梅雨类型

文章编号 1006 - 9895 (2011) 05 - 0912 - 15 中图分类号 P445 文献标识码 A

Flow-Dependent Mesoscale Predictability of Meiyu Heavy Rainfall

LIU Jianyong^{1, 2}, TAN Zhemin¹, and GU Sinan²

Key Lab of Mesoscale Severe Weather/MOE, and School of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093
Ningbo Meteorological Observatory, Ningbo 315012

Abstract The initial condition sensitivity leads to a limit for the prediction of mesoscale weather systems. The rapid growth of initial errors and associated mesoscale predictability depend on the features of flow. The generation of Meiyu heavy rainfall is the result of interaction of many different-scale weather systems. Therefore, there are differ-

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40828005、40921160382,国家公益性行业科研专项 GYHY201006004,国家科技支撑计划重点项目 2006BAC02B03,高等学校博士学科点专项科学基金 20080284019

作者简介 刘建勇,男,1980年出生,博士,主要从事中尺度动力学和数值模拟研究。E-mail: jianyong. liu@gmail.com

通讯作者 谈哲敏, E-mail: zmtan@nju. edu. cn

收稿日期 2010-10-29, 2011-03-21 收修定稿

ent mechanisms for the formation and the sensitivity to initial condition of Meiyu heavy rainfall.

The mechanisms of error growth for five different types of Meiyu rainfall are investigated. It is the larger scale cold air lifting, low level vortex, boundary layer cold pool, and gravity wave that play important roles in the error growth of Meiyu rainfall systems. They promote the scale growth of initial errors from small to larger scales in different ways. The perturbation simulations with random or systematic initial errors demonstrate that the initial errors can quickly reach its optimal scales in the systematic perturbation experiment.

The cold air lifting controls the scale of error in the moving trough type of Meiyu rainfall, as a result, the scale of error is rather large and the predictability is rather high. The low-level vortex advection in the Meiyu rainfall of the moving-out Southwest China vortex type and the north-trough with south-vortex type can offset the deviation within the vortex, and accelerate the transport of error energy from the small scale to large scale, and then the forecast skill of warm-season heavy rainfall is improved. The self-organizing rainfall system has a smaller saturation scale of error and lower predictability than those of the first two types of rainfall, because the immanent coupling mechanism of gravity wave and the cold pool can accelerate the dispersion of error energy, which results in the cogrowth of errors at many scales. It is difficult for small scale error to reach its saturation in the non-organizing local rainfall systems, which is usually influenced by local terrain and thermal-dynamic conditions, and therefore it has the lowest predictability.

The structure of error in Meiyu heavy rainfall is mainly dependent on the sub-weather systems, which play the most important role in the formation of Meiyu rainfall. The error in the moving trough type slants vertically along the front. Cold air intruding in the moving-trough and north-trough with south-vortex types leads to a prominent increasing of temperature errorat the mid-levels. The genesis of cold pool in the moving-out Southwest China vortex, north-trough with south-vortex, self-organizing, and non-organizing local system types results in a high momentum difference at the lower levels. During the later stage of all types of rainfall, there will be a large error zone at the upper levels, due to the transportation from the lower levels to upper levels.

Key words error growth, mesoscale predictability, Meiyu, heavy rainfall

1 引言

5 期

No. 5

关于大气可预报性问题最早由 Thompson (1957)和Lorenz (1969)在20世纪60年代提出, 特别对天气尺度的可预报性有较深入的研究。近年 来,关于大气可预报性已经从单纯的预报性时间尺 度问题向与大气可预报性有着本质联系的初始误差 增长动力学研究转变 (Hollingsworth and Lönnberg, 1986; Dalcher and Kalnay, 1987). Dalcher and Kalnay (1987) 对欧洲中期天气预报中心 (ECMWF) 的10天预报产品进行统计分析,发现初始误差增 长取决于二维空间的总波数而不单单是纬向波数。 Hollingsworth and Lönnberg (1986) 利用 ECM-WF 的全球资料同化系统分析北美地区的风场误差 分布特征,发现风场的预报误差主要由天气尺度流 函数控制。Hakim (2005)利用集合预报业务分析 系统估测了中纬度地区预报和分析的误差垂直结 构,研究结果表明水平风场误差的最大值位于对流 层顶,而温度误差的最大值位于对流层低层。通过

对高层风场的加密观测和增加高层扰动的集合预报 成员,可以有效地提高中纬度数值天气预报的技 巧,而低层预报误差的增长可能与边界层参数化的 模式误差有关,因为数值预报模式中边界层风场的 日变化不明显,需要改进模式的边界层参数化。 Rabier et al. (1996)利用伴随模式研究初始条件对 短期数值预报的误差增长影响,指出由于季节、预 报区域的差异,其预报的初值敏感区域各不相同, 冬季太平洋是欧洲地区预报的最敏感区域,还发现 误差会快速由小尺度向大尺度和高层传播,这些理 论结果为资料同化系统完善和预报技巧提高提供了 基础。

初始误差增长机制和误差结构主要取决于大气 背景流场的不稳定性质。Langland et al. (2002)利 用伴随方法研究美国一次暴雪过程,发现初始误差 增长主要是由斜压不稳定决定,但其研究侧重于天 气尺度的斜压波,没有考虑湿对流不稳定引起的中 尺度降水的预报偏差。Zhang et al. (2002, 2003) 和 Tan et al. (2004)分别从实际个例和理论模型证 明了湿物理过程对于含有湿对流的斜压系统误差增 长起关键作用,误差尺度分布完全取决于湿过程, 误差增长与湿对流强度密切相关。然而暖季降水通 常斜压性偏弱、对流不稳定性强、多尺度系统相互 作用复杂,大气流型结构与冬季斜压波系统有显著 差异,它的误差增长有着自身的特点。Zhang et al. (2006) 通过对美国一次暖季极端降水过程的研 究,发现小尺度误差向大尺度传播偏慢,误差能量 主要集中在中小尺度。Bei and Zhang (2007) 针对 一次中国江淮梅雨个例进行初值敏感性分析,发现 大尺度、大振幅的误差会对梅雨暴雨造成更大的预 报偏差,小尺度、小振幅的初始误差也会迅速增长 并向大尺度传递,最终污染确定性预报。这与 Tribbia and Baumhheifner (2004) 的初始误差能量 串级相类似,大尺度误差会向小尺度传递,小尺度 误差也会向大尺度传递。朱本璐等(2009)在华南 前汛期暴雨初始扰动试验中发现,降水对温度扰动 最为敏感,小振幅的扰动非线性增长,很快就会影 响大尺度降水,不利于提高小尺度降水的预报时 效。Liu and Tan (2009) 通过对一次典型梅雨暴雨 研究,发现整个暴雨过程的初始误差增长存在明显 阶段性特征。第一阶段对流不稳定造成误差的振幅 快速增长,第二阶段通过能量频散误差尺度增长, 第三阶段误差尺度饱和而新生对流引起振幅再次增 长。所以,不同大气流型特征可以导致不同的误差 增长机制,即为流依赖可预报性(flow-dependent predictability),根据大气流型结构 (flow regime) 可以构造不同的初始扰动成员,从而能更好地提高 预报技巧和时效 (Hamill et al., 2003)

梅雨锋暴雨是副热带高压、南海季风涌、中高 纬度冷空气和青藏高原中尺度对流系统的最佳锁 定,当这些系统同时处于活跃阶段时,容易形成大 范围、长时间的梅雨锋暴雨(张顺利等,2002)。另 外,一般活跃的梅雨锋由多种α、β、γ中尺度天气 系统相依存组成(Akiyama 1990)。梅雨锋上的大 尺度云系一般可由尺度约1000~2000 km的α中 尺度云系组成,而在α中尺度云系中包含尺度约 100~200 km的β中尺度云系,通过β中尺度系统 合并、加强反过来维持α中尺度系统,在β中尺度 云系中又嵌套着更小尺度的γ中尺度系统(Ninomiya and Akiyama, 1992)。梅雨锋这种多尺度 天气系统的复杂组成及其相互作用决定了梅雨锋暴 雨类型的多样化。根据梅雨期暴雨形成机制的不 同,刘建勇等(2010)将梅雨暴雨分为外强迫型、 自组织型和非组织局地型三种类型。其中,外强迫 型又可分冷槽推进型、西南涡移出型和北槽南涡型 三种子类型。虽然,它们同属于暖季降水,但它们 的流型结构和形成机制具有较大的差异,而梅雨暴 雨的初始误差增长及其可预报性与暴雨的形成机制 和流型结构密切相关(Liu and Tan, 2009)。所以, 研究不同类型梅雨期暴雨是否具有明显不同的初始 误差增长特征,对梅雨期暴雨的认识和预报水平的 提高有重要意义。本文将通过对冷槽推进型 (MCT)、西南涡移出型(WSV)、北槽南涡型 (NTSV)、自组织型(SO)和非组织局地型(NOL) 五种梅雨期暴雨类型的初始误差的增长机制及其误 差分布结构的对比分析,进一步认识梅雨暴雨系统 的初始误差增长及其中尺度可预报性极限差异,从 而为改进梅雨暴雨的数值预报技巧提供参考。

本研究将首先选取刘建勇等(2010)根据不同 的形成机制划分的五类梅雨期暴雨的典型个例,设 计相应的可预报性数值试验,分析其初始误差的增 长特征。

2 数值试验设计

本文采用中尺度数值模式 MM5 对比分析五种 不同类型的梅雨锋暴天气过程中的初始误差增长特 征。模式试验采用单向的两层嵌套,水平分辨率分 别为 36 km 和 12 km, 垂直 23 层, 中心为 (35.0°N, 110.7°E), 内外层计算范围分别为 121×173 和 268× 268 格点,内层区域涵盖四川盆地和整个江淮流域。 模拟采用比较完整的湿物理过程 Reisner2 方案, 它 可分辨云、雨、冰、雪、霰等不同相态的水凝物;对 流参数化采用对流有效位能释放方案 Kain-Fritsch 修改参数化方案 (Kain and Fritsch, 1993; Kain, 2004); 行星边界层和湍流过程采用 MRF 方案 (Hong and Pan, 1996); 辐射采用包含长波辐射和 短波辐射参数化方案的简单云方案。初始场和侧边 界采用时间间隔 6 小时、分辨率 1°×1°FNL (Final Global Data Assimilation System) 再分析资料,数 值模式内外两层(D01、D02)单向嵌套积分48小 时,其中内层 D02 为分析范围(图 1)。

为了研究梅雨期暴雨系统的中尺度可预报性及 其初始误差增长特征,设计了三组试验:控制试验



图 1 MM5 模拟区域和地形 (单位:m)。区域 D01、D02 的水 平分辨率: 36 km、12 km

Fig. 1 $\,$ MM5 model domains and terrain (units: m). The grid resolutions of domain 1 (D01) and domain 2 (D02) are 36 and 12 km, respectively

(CNTL)、随机误差扰动试验(PERT-R)和系统误差扰动试验(PERT-S)。具体试验内容如下:

控制试验 (CNTL):由 D01、D02 的初始分析 场积分 48 小时,D02 的侧边界由 D01 提供,D02 结果作为分析之用。

随机误差扰动试验(PERT-R):外层区域 (D01)的初始场和侧边界与控制试验(CNTL)相同,但在内层(D02)区域初始场由控制试验的初 始场中叠加一个高斯分布随机误差温度扰动组 成,其初始误差的误差标准差*T*[']=0.2 K,具体 初始误差的设计与 Tan et al.(2004)相同。与控 制试验相同,D02 的侧边界由 D01 提供。与 Tan et al.(2004)相类似,将 D02 中扰动试验(PERT-R、PERT-S)与控制试验(CNTL)之差定义为误 差。

系统误差扰动试验 (PERT-S): 与随机误差扰 动试验 (PERT-R) 的差异主要是引人初始误差的 结构与性质不同。在该试验中,初始误差是通过与 集合预报的生长繁殖法 (Toth and Kalnay, 1997) 相类似的方法来构造。具体的初始误差构造过程如 下:在模式开始进行扰动试验的前三天,在内层 D02 的初值场首先引入与 PERT-R 相同的随机扰 动误差,每积分 24 小时扰动误差振幅调整一次, 使得扰动误差总能量与积分前相等,再将其叠加到 新的初始场进行扰动的繁殖增长,三次循环调整后 的繁殖增长的误差作为系统误差扰动试验 (PERT-S) 的初始误差。 显然,对于初始误差为随机误差时(PERT-R),这种初始误差是一种格点性质的随机扰动,虽 然各个尺度波动振幅相同,但总能量集中在格点尺 度,它主要是由初值过程的观测不确定性和初始分 析引入。然而,通过繁殖模增长构造的初始误差 (PERT-S),由于通过多次扰动繁殖增长过程,其 误差可以更好地反映出背景场的特征。所以,繁殖 增长方法大量被应用于集合预报的初值构造中。本 文采用两种不同构造的初始误差,其目的是更好地 反映出梅雨期暴雨系统的初始误差增长特征及其中 尺度可预报性的限制。

为了能揭示梅雨期暴雨系统的中尺度可预报性的流依赖特征,根据刘建勇等(2010)划分梅雨期 暴雨分类:冷槽推进型(MCT)、西南涡移出型 (WSV)、北槽南涡型(NTSV)、自组织型(SO)和 非组织局地型(NOL)五种暴雨类型,分别选取相 应类型的典型个例,总计五个个例进行中尺度的可 预报性研究。具体五个个例的特征见表1。

3 误差的总体特征:能谱尺度结构

本文采用 Zhang et al. (2003)和 Tan et al. (2004)定义的总体误差能量 DTE (Difference Total Energy)来衡量误差增长特征,它可以综合考虑 初始误差导致的动能偏差和位能偏差两者的共同效 果,其定义为:

DTE =
$$\frac{1}{2} (U'_{ijk} + V'_{ijk} + \kappa T'_{ijk})$$
, (1)

其中, U'、V'和 T'分别是 PERT-R (或 PERT-S) 试验和 CNTL 试验之间的风场偏差和温度偏差, $\kappa = c_p/T_r$ (参考温度 $T_r = 287$ K), c_p 为定压比热容, i, j 覆盖内层区域水平空间, k包括扣除上下边界 外的所有层次。

图 2 为初始误差是随机误差的五类梅雨期暴雨 的误差能谱结构。由图 2 可知,其初始误差主要位 于在小尺度,而大尺度误差能量较小,误差尺度和 其能量在对数坐标中呈线性关系,这与 Tan et al. (2004)的初始误差结构相类似。为了叙述方便, 避免与气象学一般尺度分类相混淆,文中定义三个 特征尺度:小尺度(≤80 km)、中尺度(80 ~ 200 km)、大尺度(≥200 km)来分析误差尺度。在 扰动试验(PERT-R, PERT-S)的积分初始阶段中, 总体误差能量(DTE)在小尺度衰减最为明显,误

表1 不同类型的梅雨期暴雨过程

Table 1 The description of five typesof heavy rainfall associated with Meiyu front

| 类型 | 持续时间 | 模拟开始时间 | 降水特征 | 主要天气系统 | 备注 |
|-------|------------------------------|------------------------|-----------------------|-----------------------------|---|
| 冷槽推进型 | 2004年7月5日 | 2004年7月5 | 锋面云系降水 | 深厚高空槽,高空急 | 西风带斜压槽的动力抬升和高纬地区的位涡 |
| | 12 时至 6 日 18 时 | 日 00 时 | | 流 | 下传是冷槽推进型暴雨的决定因素 |
| 西南涡移出 | 1999年6月22日 | 1999 年 6 月 | 强降水区随着 | 西南涡,高空槽,低 | 西南涡的东移加强低层切变涡度,在切变涡 |
| 型 | 06 时至 23 日 12 | 22日00时 | 低涡移动,短 | 层暖性切变线,高、 | 度增强的区域有新生对流系统产生并组织增 |
| | 时 | | 时雨量大 | 低空急流 | 强,进而生成新的涡旋系统,形成西南涡移出 型暴雨 |
| 北槽南涡型 | 2003年7月4日 18时至5日18时 | 2003年7月4 日00时 | 雨带集中,多 处出现特大暴 雨 | 短波槽,高、低空急 流,低涡,冷性切变 线 | 冷空气对锋面气团的弱的抬升和跨锋面的高 低空急流耦合作用形成北槽南涡型暴雨 |
| 自组织型 | 2002年6月19日 12时至20日12 时 | 2002 年 6 月 19日 00 时 | 》 多处对流性降 水相继发生 | 受 暖性切变线,低空急 流 | 水汽辐合带和切变线的维持,多个对流系统 此消彼长,相互之间通过重力波、冷池抬升等 机制构成内在相关的拟连性降水连续事件 |
| 非组织局地 | 2005年6月29日 | 2005 年 6 月 | 午后强对流性 | 副热带高压 | 主要受对流不稳定和局地地理特征影响 |
| 型 | 05 时至 16 时 | 28 日 12 时 | 降水 | | |

注: 文中时间均为协调世界时。

差能量衰减与模式耗散调整有关 (Snyder et al., 2003), 但在不同类型暴雨过程中, 其流型结构可 以影响初始误差能量的衰减幅度和尺度。从3小时 误差能谱与初始时刻误差能谱交点可以发现(图 2),经过3小时积分调整,在随机扰动试验 (PERT-R)中,冷槽推进型(图2a)、西南涡移出型 (图 2b)和北槽南涡型(图 2c)的 70 km 以下尺度 的误差能量小于初始状态,70 km 以上尺度误差都 开始快速增长。而自组织型(图 2d)误差增长的尺 度宽度明显大于上述三种类型,50 km 以上尺度的 误差均已快速增长。由于在冷槽推进型和西南涡移 出型的个例中都有斜压槽活动,斜压槽前的不稳定 对流活动发展迅速,误差扰动能量也随之增长,不 利于大尺度扰动误差能量的衰减。北槽南涡型个例 中的对流启动较晚,误差能量的维持来自于大尺度 不稳定,此时总体误差能量小于其它三种类型。自 组织型个例的初始阶段有移动冷槽在高纬地区活 动,大尺度误差衰减同样很小,并且对流活动旺 盛,中尺度误差能量能够快速增长。非组织局地型 个例(图 2e)有槽前对流云团活动,形成 40~ 50 km 尺度的能量峰值, 但该峰值随后迅速衰减。 误差能量初始增长主要由浮力项(包括潜热释放、 蒸发冷却、云水和雨水的垂直输送)、误差平流输 送项和扩散项三部分,而最初阶段主要是由浮力项 和扩散项控制(Zhang et al, 2007)。0~3小时,冷

槽推进型和自组织型的对流活动尺度大、启动早,造成0~3小时图2a、d比较接近;北槽南涡型和非组织局地型的对流启动晚,误差增长的浮力项小,造成图2c、e误差小而且尺度均匀。

随后 12 小时中,不同暴雨类型的随机扰动误 差能量都迅速增长,50~80 km 尺度的误差能量增 长最快, 这与嵌套在梅雨锋系统 γ 中尺度对流系统 最先得到充分发展有关。这一阶段误差能量增长最 为迅速,误差增长的幅度与降水的阶段性特征有关 (Liu and Tan, 2009)。当至 24 小时, 五种类型的 暴雨系统都达到旺盛发展阶段,误差能量尺度和振 幅得到充分发展。冷槽推进型中槽前组织性抬升和 大尺度的斜压不稳定通过控制对流的空间结构,影 响误差能量的尺度分布。它的对流活动平缓并且系 统组织性强,对流尺度的误差通过能量频散能够很 快向更大尺度传递。五种类型的暴雨系统中,冷槽 推进型的误差能量尺度传递速度最快,至24小时 最优增长尺度已经由 100 km 传向 200 km 左右 (图 2a),但仍然低于含有对流系统的湿斜压波的最优 增长尺度 (Tan et al., 2004)。西南涡移出型的误 差能量的振幅增长最快,尺度主要集中在 100 km 以下,最优尺度特征明显。在此期间,西南涡移出 形成的新生涡旋快速发展,旺盛的新生对流附近的 对流不稳定性强,大量的凝结潜热释放和风场、气 压场的适应调整引起中小尺度的误差能量迅速堆



图 2 随机扰动试验的误差能谱曲线: (a) 冷槽推进型; (b) 西南涡移出型; (c) 北槽南涡型; (d) 自组织型; (e) 非组织局地型 Fig. 2 Power spectra of DTE in the random perturbation (PERT-R) experiments of five types of heavy rainfall (a) MCT, (b) WSV, (c) NTSV, (d) SO, and (e) NOL

积,此时中小尺度能量堆积速度快于大气能量频散 过程,形成 80~100 km 的误差能量峰值(图 2b)。 初始阶段误差扰动能量衰减最强的北槽南涡型的中 小尺度误差在 12~24 小时的增长幅度变大,它的 误差最优增长尺度的峰值能量已经接近冷槽推进型 和自组织型,但大尺度误差能量仍然很小。北槽南 涡型的涡旋组织系统尺度小,短波槽前的对流活动 随着涡旋系统发展而逐渐组织化,造成小尺度误差 能量能够快速发展,大尺度误差能量增长缓慢,形 成跨越幅度较大的 50~200 km 最优增长尺度。自 组织型中小尺度误差能量增长速度仅次于西南涡移 出型,它的误差最优增长尺度特征不明显,各个尺 度同时增长。非组织局地型的误差主要由周围环境 系统造成,高纬地区的冷槽和副热带高压南侧海上 的对流活动是误差的主要来源,处于浙闽一带的局 地强对流的误差增长相对比较小,误差能谱结构接 近冷槽推进型,误差能量振幅最小。

在暴雨发展后期,至模拟 36 小时后,五种类型中的误差能量的尺度分布非常相似,中小尺度误差能量已经到达饱和,在 60 km 以下尺度的误差能

量在过去 12 小时中几乎没有大的变化。冷槽推进 型的最优增长尺度仍然最大,北槽南涡的最优增长 尺度最小,这与对流活动强度和性质密切相关。孤 立对流活动越强,误差能量在小尺度堆积也就越 多,误差最优增长尺度也就越小;系统性对流活动 越平缓,误差最优增长尺度也就越大。梅雨暴雨是 一种连续性多系统的暴雨系统,旧的对流活动刚消 亡就会有新生对流系统发展。当至 48 小时,由于 一些新生对流发展,误差能量再次快速增长,北槽 南涡型的低层新生涡旋系统形成大范围暴雨,并在 涡旋系统的组织作用下,误差能量的最优增长尺度 也迅速向 200 km 左右调整。

图 3 给出系统误差扰动试验 (PERT-S) 的总体误差能量 (DTE) 的谱结构。通过繁殖增长法构造了依赖于背景环境场的系统性初始误差, 它的结构和性质与流型不稳定结构有关。经过三次循环繁殖增长, 误差能量主要集中在 100 km 左右。对于不同类型暴雨系统的初始误差能谱结构在大尺度上非常相近, 在小于 100 km 的尺度上有一定的差别(图 3)。在最初 3 小时内, 系统误差能量仍然出现不同程度的衰减, 但衰减的幅度明显小于随机误差扰动试验。与 PERT-R 试验相比, 在试验 PERT-S



图 3 同图 2, 但为系统扰动试验 (PERT-S) Fig. 3 Same as Fig. 2, except for the systematic perturbation (PERT-S) experiments

中初始误差的衰减主要发生在 100 km 左右尺度, 而不是在小尺度。这表明误差能量最先是小尺度增 长,然后向大尺度传播。冷槽推进型和北槽南涡型 的误差衰减幅度最大,而在西南涡移出型、自组织 型和非组织局地型中小尺度的误差能量还有较大的 增长。由于通过繁殖法生成的系统性初始误差能够 快速投影至大气不稳定增长最优尺度,相应可部分 抵消模式的耗散调整,系统性初始误差的小尺度能 量较小,在对流活动发展后就能很快增长,这些决 定了系统误差初始阶段的选择性衰减。

5 期

No. 5

当至12小时,五种类型暴雨系统的误差都得 到了迅速增长,自组织型 50~80 km 的误差增长最 显著(图 3d),北槽南涡型误差增长最慢(图 3c), 这些特征与随机扰动误差增长情况相似。在此期 间,非组织局地型的系统扰动误差中小尺度能量增 长幅度相对较大,主要是对流活动停留在局部单点 系统,但误差最优增长尺度仍然超过100 km,略大 于随机扰动试验情况(图 3e),与其它四种类型相 似。24小时以后,冷槽推进型、西南涡移出型、北 槽南涡型和自组织型在小尺度误差达到饱和,该尺 度误差能量增长缓慢,而非组织局地型小尺度误差 能量仍在继续增长。在总体上,系统性初始误差增 长速度明显快于随机扰动试验,中小尺度能够很快 进入饱和, 饱和误差能量与 PERT-R 试验的大小相 当。这说明随机扰动和系统性扰动试验中,其中小 尺度区域的不确定性程度相近,随着误差能量的饱 和逐渐向大尺度传播。然而,误差饱和时间和饱和 程度却有较大差别,在PERT-S试验中误差饱和时 间早,其饱和尺度明显,没有 PERT-R 中围绕饱和 点附近的波动。冷槽推进型中误差饱和的尺度分布 范围广,可预报性最好;西南涡移出型和北槽南涡 型的误差饱和尺度大约为 90~100 km, 大于自组 织型中误差饱和尺度的 60~70 km, 可预报性略好 于自组织型;非组织局地型的误差能量几乎在所有 的尺度没有出现饱和,显然,其可预报性最差。这 些结果也为刘建勇等(2010)提出的按照不同梅雨 暴雨形成机制进行梅雨期暴雨分类进一步提供了理 论基础。从上面的分析结果可知,外强迫型暴雨系 统的可预报性好于自组织型暴雨系统,自组织型暴 雨系统通过重力波、冷池抬升等构成了内在相关的 拟连性降水,其可预报性要好于非组织局地型暴雨 系统。

随着积分时间长度的增加,随机扰动误差试验 与系统扰动误差试验两者的误差尺度差异变得越来 越小。误差增长的总体特征都是:首先初始误差能 量投影到不稳定环境场中;由于不稳定对流发展, 误差在中小尺度迅速增长;在背景流型的约束下, 中小尺度误差能量首先达到饱和,误差最优增长尺 度继续增大;当最优增长尺度达到梅雨期暴雨背景 流型约束的100~200 km 左右时,误差尺度不再增 长,随着新生对流的发展,误差振幅再次增长。这 种误差阶段性增长特征与 Liu and Tan (2009) — 致。

4 误差水平空间结构

不同时间的误差能谱结构能够表征误差能量的 多尺度间的传播,误差能量增长和传播机制主要取 决于梅雨期暴雨系统的背景流型结构(Liu and Tan, 2009)。Zhang et al. (2007)利用误差能量的 诊断分析发现,误差能量的平流输送和局地潜热释 放项是局地误差增长的两个主要来源,大尺度系统 的适应性调整和重力波频散决定误差能量的传播和 尺度的增长。本文通过对误差能量的水平结构分 析,希望进一步揭示出梅雨暴雨系统的误差能量的 尺度传播特征和机制。由于对流系统在不同发展阶 段中其结构差异较大,不同层次的误差能量的水平 结构难以直接对比。所以文中采用公式(1)的垂 直层次求和,而对于水平空间不求和,给出误差能 量的水平结构,称为 HDTE。

图 4 至图 8 分别给出了这五种梅雨期暴雨类型 的不同时间的误差能量的水平分布。冷槽推进型的 误差随着锋面系统性东移,误差沿槽前锋面带状分 布(图 4)。在初始阶段,槽前有多个对流系统相继 发展,误差集中在单个对流系统附近,误差能量呈 对称性尺度增长(图 4a),随着误差振幅和尺度的 增加,误差连成一片。冷槽前缘的冷空气系统性抬 升,首先使得锋面对流活动组织化,伴有天气尺度 特征的对流活动区促成多个单点误差协同增长、合 并。槽前的带状位涡可以表征对流旺盛区域,误差 能量主要分布在高位涡附近,并同步东移。由于冷 槽推进型有较强的斜压性,锋面后向倾斜,低层不 稳定区域位于高位涡前缘,锋前对流性降水产生了 误差的局地高值中心。由于锋面倾斜特点,锋后的 层状云降水伴有弱湿对流不稳定性,受潜热释放的 影响,误差随着锋面东移,同时也向锋面后侧传播 和增长(图4b)。由局地对流活动强度决定小尺度 误差能量的振幅,锋面的倾斜性和槽前冷空气的系 统性抬升控制着冷槽推进型的误差尺度增长。

在西南涡移出型暴雨系统中,冷空气的强迫抬 升较小,其作用主要是维持切变涡度和增强对流不 稳定度。沿暖性切变线,随着西南涡的移出和新生 涡旋系统的发展,误差自西南向东北移动。误差中 心位于涡旋的对流最为活跃的西南象限,在平流的 作用下,下游误差尺度较大、振幅较小,沿切变线 呈狭窄带状分布。西南涡移出型暴雨系统斜压性 弱,没有冷槽推进型那种后倾特征。误差沿跨锋面 方向对称性传播,尺度增长慢,误差与高位涡带重 合(图5)。在低空急流区的边缘,误差增长最快, 这意味着中尺度低空急流不确定性大。由于低层的 涡旋特性,低层误差向下游传播没有随着低空急流 风速增强而加速,而是随着涡旋系统组织的对流活 动同时减弱、消亡,并在低层涡旋的平流作用下,



图 4 冷槽推进型的随机扰动试验的误差能量的水平分布: (a) 18 小时; (b) 36 小时。阴影: 位涡 \geq 1 PVU (1 PVU=1.0×10⁻⁶ m²·s⁻¹·K·kg⁻¹); 粗实线: 误差能量(自外向内依次为 50、100、200、400、800 m²/s²); 虚线: 500 hPa 位势高度(间隔 20 gpm) Fig. 4 The distribution of the difference energy in the random perturbation experiment of the MCT type (thick solid lines, the contours are 50 m²/s², 100 m²/s², 200 m²/s², 400 m²/s², 800 m²/s² in turn from the outside) at (a) 18 h and (b) 36 h. Dashed line: 500-hPa geopotential height (20 gpm interval); shading; potential vorticity \geq 1 PVU



图 5 西南涡移出型的随机扰动试验的误差能量的水平分布:(a) 18 小时;(b) 24 小时。其余同图 4

Fig. 5 Same as Fig. 4, but for the difference energy in the random perturbation experiment of the WSV type at (a) 18 h and (b) 24 h

低空急流正负偏差加快抵消减弱(图5)。西南涡移 出型仅是切变涡度移出,四川盆地仍有低涡对流活 动,误差能量在此区域继续增长,围绕对流系统形 成多个高值中心。随着西南地区的涡旋再次加强东 传和对流的加强,误差能谱曲线的最优增长尺度出 现减小的过程,再次表明暖季降水的中小尺度误差 增长取决于湿对流不稳定性(图2、图5)。

北槽南涡型暴雨系统中,伴随 500 hPa 槽前的 位涡带中没有出现很强的误差,这与由于高空槽偏 北、槽前缺少暖湿空气输送,因而对流活动微弱有 关,而在青藏高原东侧和两湖流域有小尺度降水系 统,误差在该地区相对集中(图6)。至18小时后, 随着短波槽的南压和青藏高原东侧对流系统的东 移,梅雨锋的对流不稳定性加强,误差迅速增大。 在此过程中,长江中下游地区高位涡区伴有单点误 差增长,受对流强度偏弱的限制,该地区的误差增 长幅度较小。在随后18小时中,扰动误差尺度快 速增长达到梅雨锋尺度,即接近于 250 km 左右, 这个过程已经在 Liu and Tan (2009) 讨论过, 这种 误差的阶段性增长是由降水分段特征决定的。与西 南涡移出型相似, 低层涡旋通过平流作用, 加快正 负偏差相互抵消,降低单点误差的增长。由于北槽 南涡型的短波槽和高空急流位置偏北,对流层顶部 对误差平流作用小于西南涡移出型,误差能量经 向、纬向呈对称分布(图6)。虽同属于外强迫型梅 雨暴雨,在北槽南涡型中,短波槽前的误差增长明 显要较冷槽推进型和西南涡移出型中的弱。与西南 涡移出相似,对流发展后期,涡旋系统将多个对流 系统进行有效组织,相应也增大了误差的尺度,大 尺度的适应性调整和误差的平流输送促进小尺度误 差能量向大尺度传递。这种小尺度误差能量快速向 大尺度传递的过程降低了局地不确定性,增加了单 点降水的可预报性。

通过对自组织型暴雨和外强迫型暴雨的误差能 谱对比发现,在自组织型暴雨系统中,其初期误差 增长都是最快的,至36小时,自组织型暴雨系统 的误差总能量与外强迫型三种子类型暴雨系统的误 差总能量相近。从图7可以看到,至18小时两湖 流域存在两簇误差, 而在 36 小时, 自组织的多对 流系统周围的误差能量快速增长,与几种外强迫型 暴雨不同的是,其误差快速增长的尺度范围大。在 自组织型暴雨中,在整个降水过程中相继存在多个 对流系统,即存在一定的内在拟连特性,它们通过 冷池、重力波等机制维持对流系统的时空连续性 (刘建勇等, 2010)。与 Zhang et al (2007) 分析的 误差结构相似,风速误差正负相间分布,误差主体 与高位涡重合,误差能量的传播有明显的重力波特 征(图略)。通过冷池、重力波的串联作用,误差迅 速由单个对流的尺度向更大尺度传递,形成自组织 型暴雨系统中的误差能量多尺度快速增长。误差主 体与高位涡重合,沿锋面向下游传播,跨锋面呈对 称分布。在重力波作用下,误差有部分后向传播, 与后侧不稳定对流产生的误差合并加强,相应加剧 后向传播的对流系统的不确定性。经过较长时间



Fig. 6 Same as Fig. 4, except for the NTSV experiment

5期 No.5 后,自组织型暴雨系统的误差结构与外强迫型暴雨 具有相似的特征。

与上述外强迫型和自组织型暴雨不同,非组织 局地型降水的误差增长局地性更强,受到局地地形 的强迫作用,位于浙江附近的副热带高压边缘强对 流降水的小振幅、小尺度的随机误差增长很小(图 8a),这表明大尺度系统观测足够精确时,局地强 迫型的强对流过程具有很高的可预报性。然而在实 际预报过程中,这种局地强迫型的局地暴雨受到大 尺度系统的不确定性影响,预报精确度很难把握。 小尺度、小振幅的随机误差扰动沿着副热带高压边 缘高位涡带向北移动,误差发展组织性差。在副热 带高压西北侧的高 CAPE 区域,虽然有局地强对流 发展,但它的误差发展非常缓慢。在系统扰动试验 中,其初始阶段的误差主要位于副高西南侧,由于 在副高边缘有很强的不稳定性,在副高边缘的引导 气流作用下迅速将误差传播至副高西北侧,并在局 地强对流发展作用下,误差扰动得到快速发展。影 响副热带高压边缘强对流系统的主要因子包括有副 热带高压西南侧的暖湿气流、副热带高压边缘的切 变不稳定、北方冷空气入侵以及局地的地形强迫和 热力强迫,这些因子将影响误差的增长与传播。在



图 7 同图 4, 但为自组织型

Fig. 7 Same as Fig. 4, except for the SO experiment



图 8 非组织局地型的误差能量 24 小时的水平分布: (a) PERT-R; (b) PERT-S。其余同图 4 Fig. 8 Same as Fig. 4, except for the difference energy in the (a) PERT-R and (b) PERT-S experiments of NOL type at 24 h

随机扰动试验(PERT-R)中,由于副热带高压相 对稳定,其边缘的切变涡度和西南暖湿气流的误差 增长缓慢,北方冷空气非常微弱,局地的地形强迫 是不随时间变化的,这些导致了在随机扰动试验中 误差增长缓慢。而在系统扰动试验(PERT-S)中, 在北方冷空气和副热带高压区域都出现了初始系统 性误差,随着系统发展,两个区域的误差在24小 时叠加在一起,导致局地强对流系统周围的误差大 范围的快速增长,由此说明局地强对流系统对系统 性误差更为敏感。同化过程中应着重考虑整体系统 的准确性,单个站点的观测精度提高对预报技巧的 提高作用有限。

5 误差垂直结构

在不同的暴雨类型和暴雨的不同发展阶段,随 着大气结构的变化,误差的垂直廓线有较大差异。 图 9a、b 给出冷槽推进型经过暴雨中心并与梅雨锋 面垂直的纬向风偏差和温度偏差的垂直剖面,由图 可以看出误差沿着锋面向西北倾斜,误差垂直分布 系统性强。对流活动偏弱时,误差沿锋面离散分 布,当对流加强时,误差的后向倾斜减弱,主要围 绕对流上升气流附近竖直向上分布。中层误差向高 层传递, 使得高层误差增长明显比中层误差增长速 度快 (Rabier et al., 1996)。冷槽推进型的风场误 差高值中心位于高层,这与 Hakim (2005) 结论相 似;与 Hakim (2005)不同的是温度误差中心没有 出现在低层而是位于中层。温度误差主要位于对流 活动的后侧,该区域的相当位温曲线存在短波扰动 (图 9b),这种短波扰动是高频重力波的体现,在对 流系统后侧的干空气入侵是出现温度误差的原因之 一, 这与 Hakim (2005) 的边界层不确定性不同。 风场误差位于对流活动的前缘,误差传播速度快于 对流系统移动速度,风场的误差传播方向能够反映 出对流活动未来的移动方向。

选取经过成熟期涡旋中心(32°N,118°E),分 别作平行和垂直梅雨锋锋面的西南涡移出型暴雨系 统24小时的误差垂直剖面。此时局地对流活动旺 盛,误差能量相对集中在对流旺盛区域的中下层 (图 9c、d)。不同于冷槽推进型,在西南涡移出型 中的温度误差主要位于对流层低层,纬向风误差在 中低层与高位涡重合。从相当位温来看,西南涡移 出型中层的干冷空气活动很弱,相当位温也不存在 高频重力波扰动,然而低层存在明显的冷空气堆, 冷空气堆附近的温度误差和水平风速误差都很大。 中低层西南急流与湿对流正反馈机制决定了中尺度 急流的误差的非线性增长。高层受高空急流影响, 误差向下游传播速度远远大于中低层,使得对流层 顶层误差偏差堆积较小。

北槽南涡型中,在中层存在冷性切变线,梅雨 锋的中层有弱的干冷性空气侵入,使得蒸发冷却和 凝结释放潜热共存,温度误差明显大于冷槽推进型 和西南涡移出型(图 9e、f)。沿冷性切变线,梅雨 锋垂直倾斜较小,误差能量中心与强对流的高位涡 区重合。中层冷空气的侵入,使得梅雨锋区弱对流 区也有较大的温度误差,温度误差随着对流上升运 动向对流顶部传播。由于北槽南涡型的高空急流区 位置偏北,远离锋面,对锋面附近的误差水平平流 作用较小,对流层顶部误差能量堆积较大。与西南 涡移出型相近,强对流系统近地层存在很强冷空气 堆,冷空气堆前缘不稳定造成较强的温度和水平风 速偏差。

自组织型误差在多系统间的能量传递极其明显,图 9g、h 给出 30°N 纬向剖面。模拟 18 小时, 大别山西侧有对流系统发展加强,对流活动旺盛, 误差围绕高位涡带竖直分布,误差能量以风场偏差 为主,温度偏差很小,高低层都有误差能量向下游 传递。36 小时后,自组织型暴雨系统开始有多个 对流系统,系统间距离仅有几十公里,冷池动力强 迫和重力波在高低层的误差能量传播中发挥了重要 作用,抑制了单点误差过快增长,这也许可以解释 Carbone et al. (2002)的拟连降水系统的可预报性 相对高于单个对流系统。

非组织局地型的误差主要位于中低层,边界层 不稳定和冷池可能是误差的主要来源,其中的机理 还需要进一步研究(图略)。

6 结论

梅雨暴雨是弱斜压性、多尺度系统相互依存的 暖季降水,其预报误差要受湿对流不稳定性控制。 随着对流系统的发展,中小尺度误差最先增长,同 时向大尺度传播,随之误差最优增长尺度增大。经 过 24 小时,60 km 以下的小尺度误差基本都达到 饱和,梅雨锋边界限定了中低层的误差尺度的增 长,至 36 小时,不同类型的梅雨暴雨的误差最优



图 9 误差垂直剖面: (a, b) 冷槽推进型; (c, d) 西南涡移出型; (e, f) 北槽南涡型; (g, h) 自组织型。蓝线: 纬向风偏差 (间隔 2 m/s); 红线: 温度偏差 (间隔 1 K); 黑线: 位温 (间隔 4 K); 阴影: 位涡≥1 PVU (间隔 0.5 PVU) Fig. 9 The vertical cross sections of the errors: (a, b) MCT; (c, d) WSV; (e, f) NTSV; (g, h) SO. Blue line: zonal wind difference (2

Fig. 9 The vertical cross sections of the errors: (a, b) MC1; (c, d) WSV; (e, f) NTSV; (g, h) SO. Blue line: zonal wind difference (2 m/s interval); red line: temperature difference (1 K interval); black line: potential temperature (4 K interval); shading: potential vorticity ≥1 PVU (0.5 PVU interval) 增长尺度均接近梅雨锋宽度 200 km 左右,相应误 差的水平尺度不再增长。与斜压系统不同,梅雨暴 雨的误差呈现多尺度共同增长,最优增长尺度不够 明显,这是与梅雨暴雨系统多尺度性密切相关。梅 雨锋的切变涡度区和水汽辐合带区域中的对流系统 的相继发展,使得梅雨暴雨系统的误差增长具有阶 段性特征。

不同的梅雨暴雨系统其对流不稳定发展机制和 环流有很大差异,它们决定了梅雨暴雨系统的误差 增长呈现出多类型特征。冷槽推进型的误差最优增 长尺度大,可预报性最强。冷槽通过控制降水系统 的组织结构,影响不稳定区域的误差水平尺度;锋 面的垂直倾斜结构决定了误差空间分布的特征。在 西南涡移出型和北槽南涡型中,涡旋系统将多单体 对流系统有效组织在一起,通过涡旋性平流抵消涡 旋内的正负偏差,减少单点误差增长,加快误差能 量向大尺度传递。这种能量由小尺度向大尺度的传 播机制能够降低局地不确定性的快速增长,可以提 高暖季降水的预报技巧。西南涡移出型中的高空急 流引导误差从高层向东传播,不易形成高层的误差 堆积。在北槽南涡型中,高空急流对误差传播的引 导作用没有在西南涡移出型的大,相应其低层冷池 的重力波频散对误差传播作用更大。在自组织型暴 雨系统中,决定自组织型的内在拟连特征的重力 波、冷池强迫抬升等机制能促进局部误差能量向大 尺度快速频散,这使得在自组织型暴雨系统发展中 后期的误差能谱尺度分布特征与上述三种外强迫型 相似。在非组织局地型中,受局地地形和热力强迫 影响,其误差增长相对缓慢,小尺度误差的误差能 量很难饱和,不确定性较大,相应可预报性差。

在系统性误差扰动试验中,由于其初始误差主 要通过繁殖方法产生,相应初始误差依赖于背景环 境不稳定特征,其误差能量快速投影至大气不稳定 增长最优尺度,加快了中小尺度误差向大尺度传 递。在暴雨系统发展初期,PERT-S试验的误差比 PERT-R试验增长更快,中小尺度能够很快进入饱 和,但两者的中小尺度误差饱和能量接近,说明中 小尺度的不确定性相当。通过不同类型梅雨暴雨系 统的误差增长特征的比较分析,可以给出梅雨暴雨 系统可预报性差异性及其总体特征。在对流发展成 熟期,冷槽推进型中误差能量饱和尺度范围较大, 误差增长变缓,可预报性最好;西南涡移出型和北 槽南涡型中,其误差的饱和尺度为90~100 km,大 于自组织型中误差饱和尺度(60~70 km),可预报 性略好于自组织型;在非组织局地型的误差能量几 乎没有尺度饱和,可预报性最差。在自组织型中, 其饱和误差能量要小于外强迫型,但总体扰动能量 两者相当,误差能量能够更快地向大尺度传播,虽 然误差带来的不确定性范围扩大,但可以提升中小 尺度的可预报性,减小局地极端天气的不确定性。

参考文献 (References)

- Akiyama T. 1990. Large, synoptic and meso-scale variations of the Baiu front, during July 1982. Part III: Space-time scale and structure of frontal disturbances [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 68: 705-727.
- Bei N F, Zhang F Q. 2007. Impacts of initial condition errors on mesoscale predictability of heavy precipitation along the Mei-Yu front of China [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 133: 83-99.
- Carbone R E, Tuttle J D, Ahijevych D A, et al. 2002. Inferences of predictability associated with warm season precipitation episodes [J]. J. Atmos. Sci., 59: 2033-2056.
- Dalcher A, Kalnay E. 1987. Error growth and predictability in operational ECMWF forecast [J]. Tellus, 39A: 474-491.
- Hamill T M, Snyder C, Whitaker J S. 2003. Ensemble forecasts and properties of flow-dependent analysis-error covariance singular vectors [J]. Mon. Wea. Rev., 131: 1741-1758.
- Hakim G J. 2005. Vertical structure of midlatitude analysis and forecast errors [J]. Mon. Wea. Rev., 133: 567-578.
- Hollingsworth A, Lönnberg P. 1986. The statistical structure of short-range forecast errors as determined from radiosonde data. Part I: The wind field [J]. Tellus, 38A: 111-136.
- Hong S-Y, Pan H L. 1996. Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model [J]. Mon. Wea. Rev., 124: 2322 – 2339.
- Kain J S, Fritsch J M. 1993. Convective parameterization for mesoscale model: The Kain-Fritsch scheme [M]// The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models. Amer. Meteor. Soc., 165 – 170.
- Kain J S. 2004. The Kain-Fritsch convective parameterization: An update [J]. J. Appl. Meteor., 43: 170-181.
- Langland R H, Shapiro M A, Gelaro R. 2002. Initial condition sensitivity and error growth in forecasts of the 25 January 2000 east coast snowstorm [J]. Mon. Wea. Rev., 130: 957-974.
- Liu J Y, Tan Z M. 2009. Mesoscale predictability of Mei-yu heavy rainfall [J]. Adv. Atmos. Sci., 26: 438-450.
- 刘建勇,谈哲敏,张熠. 2011. 梅雨期三类不同形成机制的暴雨 [J]. 气象学报,待刊. Liu J Y, Tan Z M, Zhang Y. 2011. Three types of the heavy rainfalls with different formation mechanism during Meiyu-period [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chi-

nese), in Press.

- Lorenz E N. 1969. The predictability of a flow which possesses many scales of motion [J]. Tellus, 21: 289-307.
- Ninomiya K, Akiyama T. 1992. Multi-scale features of Baiu, the summer monsoon over Japan and the East Asia [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 70 (1B): 467-495.
- RabierF, Klinker E, Courtier P, et al. 1996. Sensitivity of forecast errors to initial conditions [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 122: 121-150.
- Snyder C, Hamill T M, Trier S B. 2003. Linear evolution of error covariances in a quasigeostrophic model [J]. Mon. Wea. Rev., 131: 189 – 205.
- Tan Z M, Zhang F Q, Rotunno R, et al. 2004. Mesoscale predictability of moist baroclinic waves: Experiments with parameterized convection [J]. J. Atmos. Sci., 61: 1794-1804.
- Thompson P D. 1957. Uncertainty of initial state as a factor in the predictability of large scale atmospheric flow patterns [J]. Tellus, 9: 275-295.
- Toth Z, Kalnay E. 1997. Ensemble forecasting at NCEP and the breeding method [J]. Mon. Wea. Rev., 125: 3297-3319.
- Tribbia J J, Baumhefner D P. 2004. Scale interactions and atmospheric predictability: An updated perspective [J]. Mon. Wea. Rev., 132: 703-713.

- Zhang F, Snyder C, Rotunno R. 2002. Mesoscale predictability of the "surprise" snowstorm of 24 – 25 January 2000 [J]. Mon. Wea. Rev., 130: 1617–1632.
- Zhang F, Snyder C, Rotunno R. 2003. Effects of moist convection on mesoscale predictability [J]. J. Atmos. Sci., 60: 1173-1185.
- Zhang F, Odins A M, Nielsen-Gammon J W. 2006. Mesoscale predictability of an extreme warm-season precipitation event [J]. Wea. Forecasting, 21: 149-166.
- Zhang F, Bei N, Rotunno R, et al. 2007. Mesoscale predictability of moist baroclinic waves: Convection-permitting experiments and multistage error growth dynamics [J]. J. Atmos. Sci., 64: 3579-3594.
- 张顺利,陶诗言,张庆云,等. 2002. 长江中下游致洪暴雨的多尺度 条件 [J]. 科学通报, 47 (6): 467 – 473. Zhang Shunli, Tao Shiyan, Zhang Qingyun, et al. 2002. Multi-scale conditions of torrential rain causing floods in the mid- and lower reaches of the Yangtze River [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 47 (6): 467 – 473.
- 朱本璐,林万涛,张云. 2009. 初始扰动对一次华南暴雨预报的影响的研究 [J]. 大气科学,33 (6):1333-1347. Zhu Benlu, Lin Wantao, Zhang Yun. 2009. Impacts of initial perturbations on prediction of a heavy rain in South China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (6): 1333-1347.