

许建玉, 钟青. 2010. “05.4.8”四川冰雹个例定量降水的预报技巧研究 [J]. 气候与环境研究, 15 (2): 161–168. Xu Jianyu, Zhong Qing. 2010. A study of the forecasting skill of quantitative precipitation forecast in a hail event in Sichuan Province on 8 April 2005 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 15 (2): 161–168.

“05.4.8”四川冰雹个例定量降水的预报技巧研究

许建玉^{1,2,3} 钟青¹

1 中国科学院大气物理研究所云降水物理和强风暴实验室, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

3 中国气象局武汉暴雨研究所, 武汉 430074

摘要 从集合预报的角度研究了“05.4.8”四川冰雹个例的定量降水的预报技巧随水平尺度以及地形的变化。初步结论为当水平尺度小于100 km时, 预报技巧随着水平尺度的增加而迅速增加, 当水平尺度达到200 km及以上时, 预报技巧增加地非常缓慢, 基本维持不变; 在不同的地理位置, 预报技巧的差别很大。总体而言, 预报技巧在山地要较平原地区来得高。

关键词 集合预报 定量降水 预报技巧 水平尺度 地形

文章编号 1006-9585 (2010) 02-0161-08 **中图分类号** P456 **文献标识码** A

A Study of the Forecasting Skill of Quantitative Precipitation Forecast in a Hail Event in Sichuan Province on 8 April 2005

XU Jianyu^{1,2,3} and ZHONG Qing¹

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

2 *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049*

3 *Institute of Heavy Rain, China Meteorological Administration, Wuhan 430074*

Abstract This study is concerned with the variation of the forecasting skill of the quantitative precipitation forecast (QPF) with the horizontal scale and topography in a hail event in Sichuan Province on 8 April 2005. The preliminary results show that when the horizontal scale is less than 100 km, the forecasting skill increases fastly with the horizontal scale. When the horizontal scale is equal to and greater than 200 km, the forecasting skill increases very slowly. At different locations, the forecasting skill of QPF is very different, in general, it is higher in mountains than in the regions with flat terrain.

Key words ensemble prediction, quantitative precipitation, forecasting skill, horizontal scale, topography

收稿日期 2009-02-06 收到, 2010-01-24 收到修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40775067

作者简介 许建玉, 女, 1981年出生, 博士研究生, 主要研究方向为中尺度集合预报。E-mail: xujy@mail.iap.ac.cn

1 引言

Lorenz (1965, 1969) 的研究表明, 即使用完美的模式和最完善的观测资料, 大气的混沌特性也会对天气的可预报性强加一个约两周的限制。为此, 科学家们早在 20 世纪 60 ~ 70 年代就提出, 应该用评估预报技巧的随机预报取代当时的确定性预报 (Epstein, 1969; Leith, 1974)。为了使数值天气预报 (NWP) 达到这一目标, 唯一在计算上可行的方法是在初始条件中或在模式本身引入扰动, 完成几个模式预报的集合预报。1992 年 12 月, 在进行了一系列有关如何最有效地在模式的初始条件中引入小扰动的深入研究后, NCEP 和 ECMWF 将集合预报同时投入业务, 主要研究对象为中长期天气尺度的预报 (Molteni et al., 1996; Toth and Kalnay, 1997)。随着在中长期天气尺度的天气预报中取得的巨大成功, 集合预报技术逐渐被应用于气候预测 (赵彦和郭裕福, 2002; 郑飞等, 2007) 和下一代 NWP 模式中 (Fritsch and Carbone, 2004; Kong et al., 2006)。这些新一代的 NWP 模式是云可分辨的, 目前是各国业务和研究中心开发的重点对象, 例如: 美国的新一代中尺度数值模式 (Weather Research and Forecasting model, WRF) (Klemp et al., 2007), 加拿大区域性中尺度大气模式 (Canadian Mesoscale Compressible Community model, MC2) (Benoit et al., 1997)。中尺度阿尔卑斯山计划 (Mesoscale Alpine Programme) (Bougeault et al., 2001; Benoit et al., 2002) 的数值模拟结果表明, 即使在假设模式是完美的以及天气尺度系统是完全可以预报的前提下, 云可分辨尺度的可预报性限度对定量降水的预报 (Richard et al., 2003; Walser et al., 2004; Hohenegger et al., 2006) 和洪水预报 (Bacchi and Ranzi, 2003; Benoit et al., 2003; Walser and Schär, 2004) 也是至关重要的。本文从集合预报的角度来研究“05.4.8”四川冰雹个例定量降水的预报技巧。

2 模式和集合预报技术的介绍

2.1 模式介绍

本文采用的模式是 NCAR 开发的新一代中尺

度 NWP 模式 WRF 3.0 版本 (Klemp et al., 2007)。WRF 模式为完全可压缩非静力模式, 水平方向采用 Arakawa C 网格, 垂直方向采用地形跟随质量坐标。

对于文中研究的“05.4.8”四川冰雹个例, 选用的水平网格数为 200×200 , 格距为 3 km, 垂直方向 28 层, 主要采用的物理过程有: RRTM 长波辐射 (Mlawer et al., 1997), Dudhia 短波辐射 (Dudhia, 1989), WSM6 微物理方案 (Hong and Lim, 2006), 陆面过程采用 Noah 方案 (Chen and Dudhia, 2001), 没有使用积云对流参数化方案。采用 NCEP 1° (纬度) $\times 1^\circ$ (经度) 的分析资料形成初值和侧边界条件。

2.2 集合预报技术

本文使用的集合预报技术相当简单, 即在不同的时刻启动模式。以“05.4.8”四川冰雹为例, 使用 2005 年 4 月 8 日 00 时 (协调世界时, 下同) 的模式插值资料作为集成员 1 的初始场, 使用该日 01 时的模式插值资料作为集成员 2 的初始场, 依此类推, 直至 05 时, 然后积分至该日 18 时, 因此集合共有 6 个成员。假设模式是完美的, 而且所有的集成员都使用相同的边界条件, 这就有可能将我们的研究对象—— $\gamma-\beta$ 中尺度的定量降水的可预报性, 区分出来。

下面对这种集合技术的合理性进行考察。一种集合扰动技术是否合理, 关键是看扰动的发展和传播是否能够代表预报误差的特点。我们通过温度的扰动来看这一点。

图 1 展示了集成员 2 (成员的挑选具有随机性) 和集合平均之间的 2 m 温度场的差别, 可以看到: 在 2005 年 4 月 8 日 06~18 时, 2 m 温度场的差别都保持了较高的数值, 最大差别甚至在 4 K 以上, 比如 12 时的 (29°N , 104°E) 附近, 该处也正是这个例子的降水中心所在。这种巧合不是偶然的, 在研究 2 m 温度场的差别随时间的变化时发现, 差别大值区的变化大致能反映降水中心位置的变化, 这说明了这个集合中的扰动是能够反映预报误差的特点的。

为了方便显示所有集成员在整个模拟空间的情况, 集成员与集合平均之间的温度差 (Walser et al., 2004) 可表示为

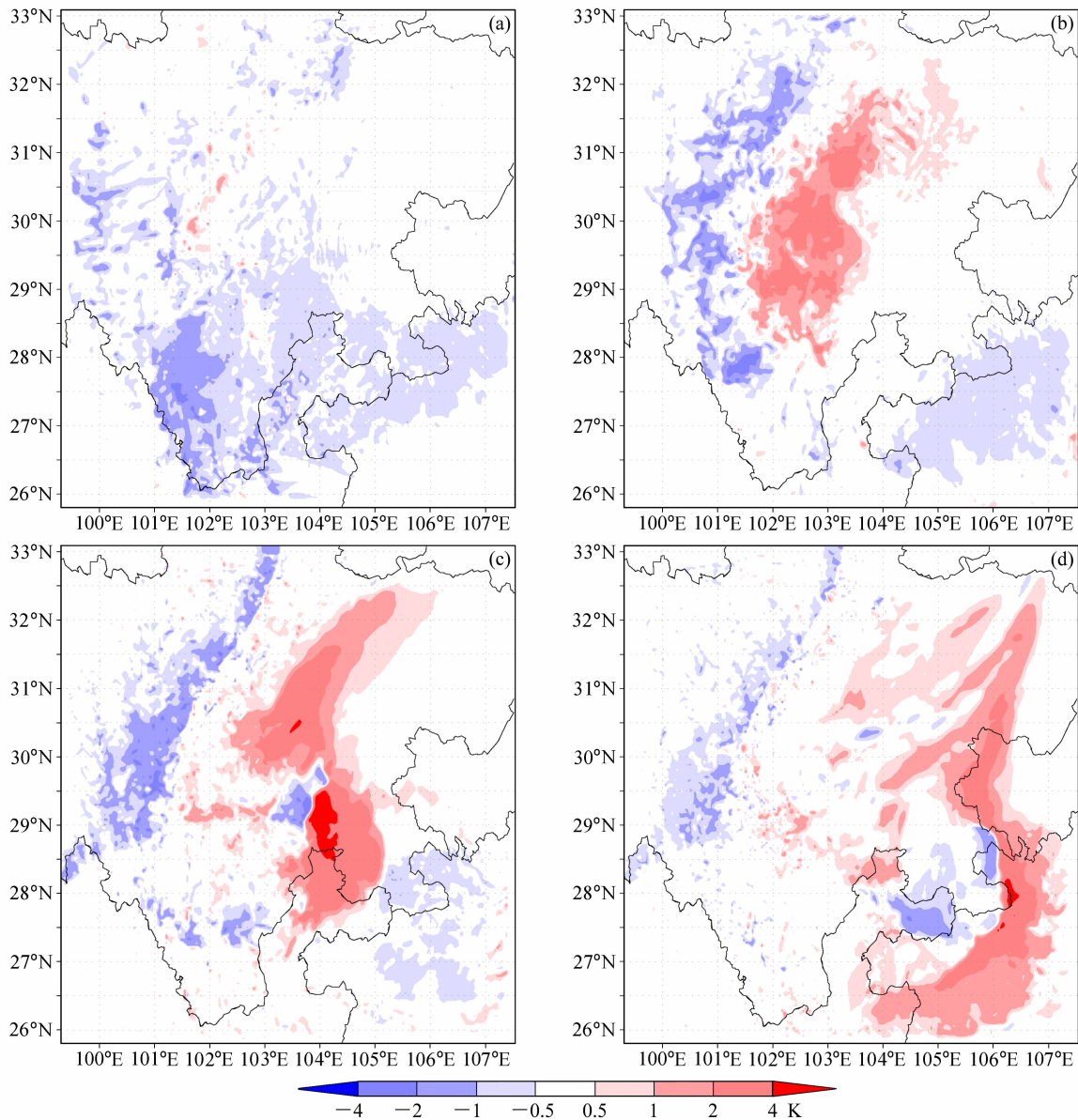


图1 集合成员2与集合平均之间的2 m温度场的差别：(a) 06时；(b) 09时；(c) 12时；(d) 15时

Fig. 1 The 2-m temperature difference between ensemble member 2 and the ensemble mean: (a) 0600 UTC; (b) 0900 UTC; (c) 1200 UTC; (d) 1500 UTC

$$D = \sqrt{\frac{\sum_k \left[\sum_{i=1}^{n_i} \sum_{j=1}^{n_j} (T_{ijk} - \bar{T}_{ijk})^2 \right] \Delta z_k}{n_i n_j \left(\sum_k \Delta z_k \right)}},$$

其中, T_{ijk} 代表集合成员的温度, $\bar{T}_{ijk}$ 代表温度的集合平均, n_i 、 n_j 分别代表沿着东西方向和南北方向的格点数, Δz_k 代表模式第 k 层的厚度。

计算垂直高度小于 12 km 时 D 的值 (图 2), 可以看到: 06~12 时, D 是增长的, 之后 D 开始

减小, 但在 2005 年 4 月 8 日 06~18 时, 每个集合成员的值都在 0.13 K 以上。因此这个集合的扰动是比较合理的。

对于这样一组集合, 我们关心的另一个问题就是 6 个集合成员是否足够。为此, 做了另外一组集合试验 (成员个数为 12 个) (图 3): 求出原来的 6 个成员构成的集合在 06 时的预报结果的平均值, 然后求每个成员相对于平均值的偏差, 以此作为扰动, 在平均值中减去扰动, 就得到了

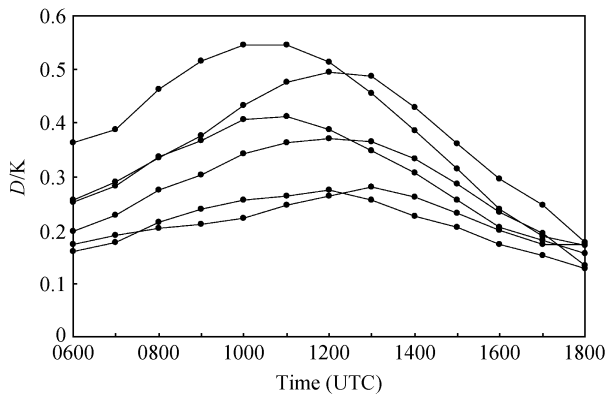


图2 各集合成员与集合平均之间的温度差

Fig. 2 Temperature deviations of the ensemble members from the ensemble mean

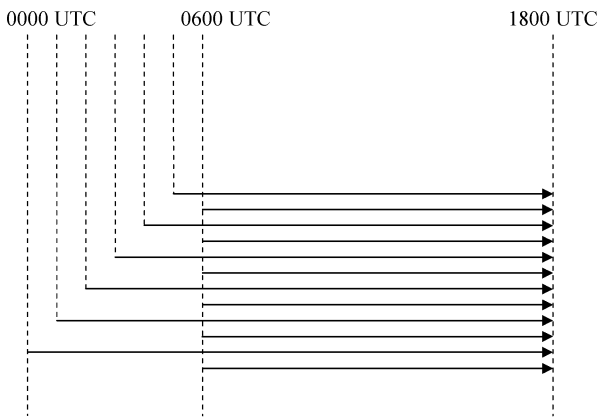


图3 由12个成员组成的集合

Fig. 3 Setup for ensemble simulations with 12 members

“负”的扰动预报的初值，然后向前积分至18时。这样得到的6个“负”扰动预报加上原来的6个“正”扰动预报就构成了由12个成员组成的集合。研究表明，12个成员组成的集合的结果与只有6个成员的集合在定性上是保持一致的。为了简化，在下文中只给出6个成员组成的集合的结果。

3 集合预报结果和实况

3.1 个例的简单介绍

“05.4.8”大风冰雹灾害是2005年四川遭遇的首次大范围气象灾害，最大风力达8~10级，最大冰雹直径30 mm，最大降雨量83.8 mm，致使乐山、宜宾、达州等市共39个县受灾，不仅造

成较严重的人员伤亡（14人死亡、1人失踪、36人重伤），也给灾区的房屋、农田、电力、交通等设施带来严重伤害。从500 hPa天气形势看，此次大风冰雹强对流天气过程应属南支槽型，南支槽的主体已经移过四川上空，但槽后平直气流上多短波槽活动，波长约400 km，移动速度约100 m·s⁻¹，大致12 h一个波，属于 α 中尺度系统（王秀明，2008）。

3.2 集合预报的定量降水及与实况的比较

由图4可见，在降水区的形状和降水强度方面，模拟结果（为6个集合成员的平均）与实况（使用Micaps资料插值后得到）均有较好的对应关系。当然，也有不足之处，比如，模拟区域北部的降水较实况来说要偏强。总体而言，这次降水过程得到了较好的模拟。

为了更好地分析降水结果，我们选择了两个1°（纬度）×1°（经度）的区域。区域I（29.2°N~30.2°N，103.5°E~104.5°E）和区域II（28.2°N~29.2°N，104.2°E~105.2°E）分别对应于实况中的2个降水中心。从图5可以看到，各集合成员的表现有些时段是比较一致的，比如图5a的07~10时和15~18时；而在另一些时段，各成员的表现很不相同，比如图5a的11~14时，这个时段恰好与强对流迅猛发展的时段相吻合。亦即，在强对流迅猛发展的时段，各集合成员的表现非常不一致，而在其他时段内，各集合成员的表现大体相当。这也从另一个侧面反映了本文采用的集合技术的合理性。

4 预报技巧对尺度的依赖

为了定量表示定量降水的预报技巧对水平尺度的依赖（Walser et al., 2004），首先以模拟区域的中心位置为参考点，划定一个384 km×384 km的大正方形，然后将大正方形等分为4个小正方形，……，直至每个小正方形的边长是3 km（模拟时选择的分辨率）为止。

对于每个小正方形，正方形中的降水量的值设为它包含的所有格点的值的平均值。作为在水平尺度 s 上定量降水的预报技巧的一种度量，采用“区域平均的正规化的离散度”

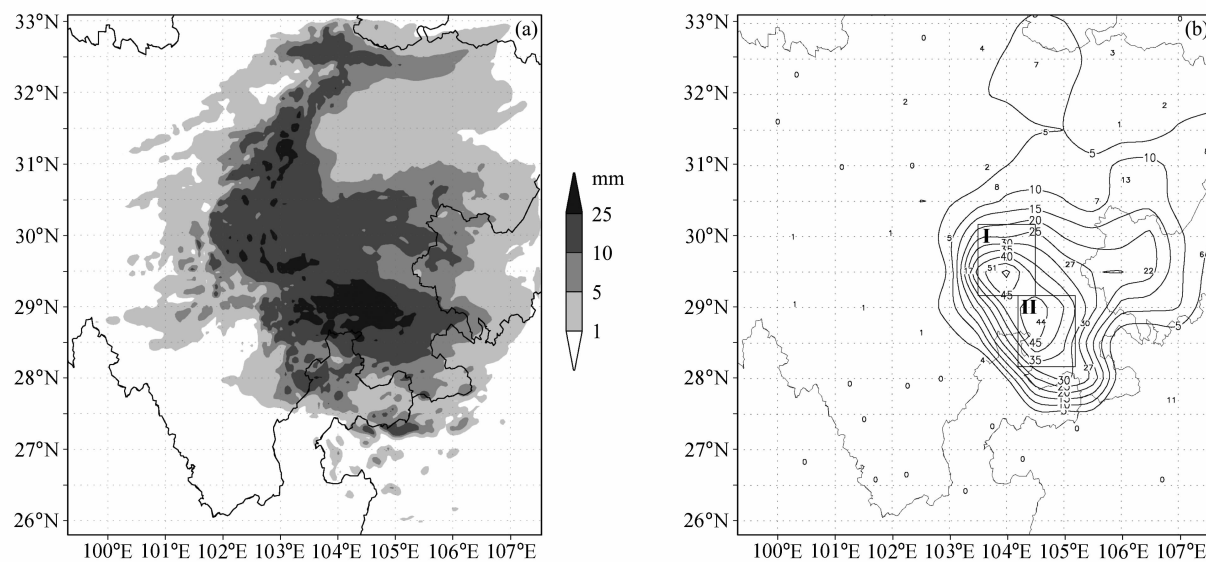


图4 2005年4月8日18时的12 h累积降水：(a) 集合平均；(b) 实况（方框是2个降水中心）

Fig. 4 The 12-h accumulated precipitation at 1800 UTC on 8 Apr 2005: (a) Ensemble mean; (b) observation (two rectangular domains are the precipitation centers)

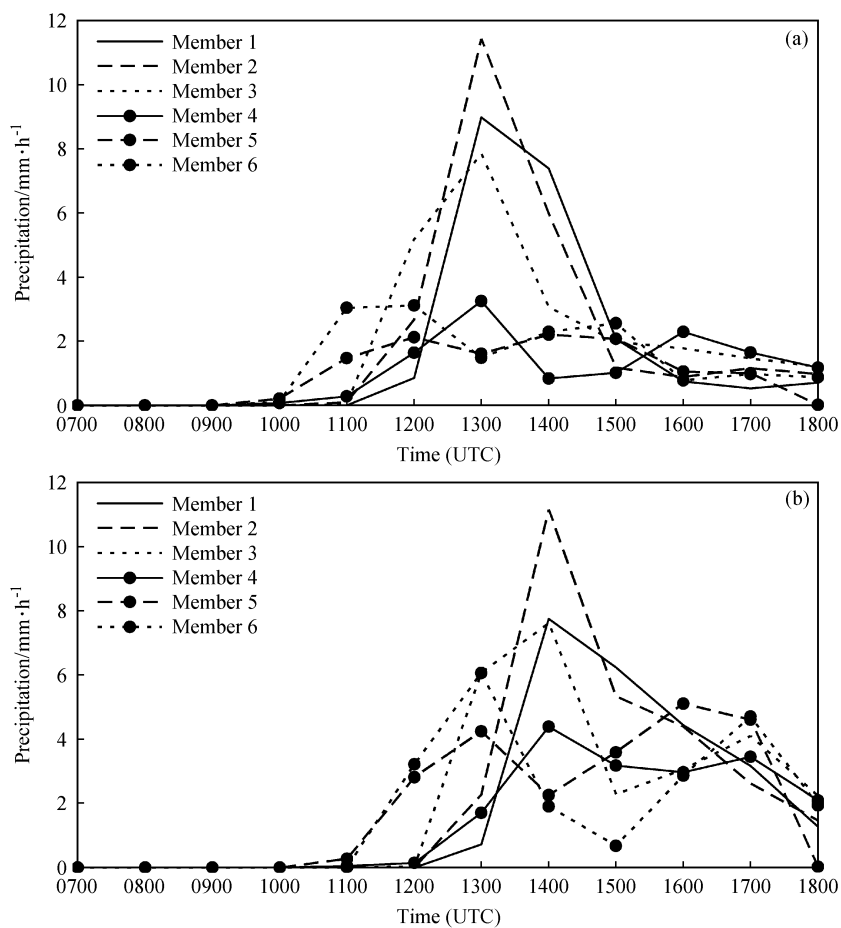


图5 逐小时的区域平均降水在各集合成员中的表现：(a) 区域 I；(b) 区域 II

Fig. 5 The hourly domain-averaged precipitation for every ensemble member: (a) Domain I; (b) domain II

$$S_p(s) = \frac{1}{N} \sum_{b=1}^N \frac{\sigma_b}{\bar{p}_b},$$

其中, $\bar{p}_b$ 表示边长为 s 的小正方形中的集合平均累积降水量; σ_b 表示边长为 s 的小正方形中的 (累积降水量的) 集合成员的标准差; N 是 $\bar{p}_b$ 超过 1 mm 的正方形的个数。

由图 6 可见, 随着水平尺度的增加, $S_p(s)$ 的值迅速减小, 这意味着定量降水的预报技巧迅速增加。但是当水平尺度增加到 200 km 以上时, $S_p(s)$ 的值减小得很慢, 基本维持在 0.25 左右,

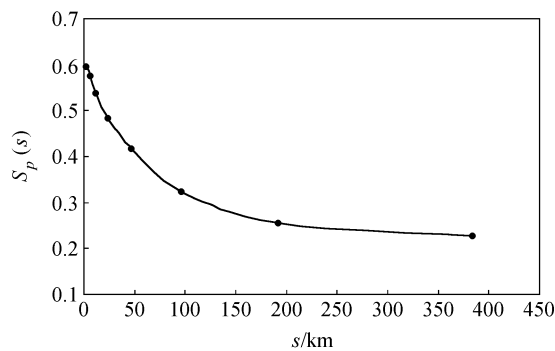
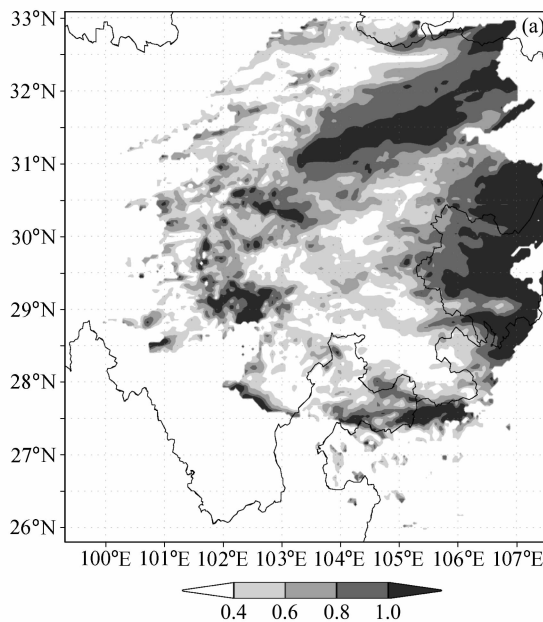


图 6 2005 年 4 月 8 日 18 时的 12 h 累积降水的区域平均的正规化的离散度 $S_p(s)$

Fig. 6 The area-averaged normalized spread $S_p(s)$ of the 12-h accumulated precipitation at 1800 UTC on 8 Apr 2005



直至水平尺度增加到 384 km (此时已经大致涵盖了整个降水区) 时, $S_p(s)$ 的值为 0.227, 而非趋于 0 值, 这说明本个例产生的降水在 α 中尺度 (200 ~ 2000 km) 并不是完全可预报的, 这可能与 γ - β 中尺度的不可预报性向 α 中尺度的上传有关 (Xu and Zhong, 2009)。

5 预报技巧对地形的依赖

为了定量表示定量降水的预报技巧对地形的依赖, 采用“正规化的离散度”(Walser and Schär, 2004)

$$S_p = \frac{1}{\bar{p}} \sqrt{\frac{1}{5} \sum_{m=1}^6 (p_m - \bar{p})^2},$$

其中, p_m 是集合成员 m 的累积降水量; $\bar{p}$ 是累积降水量的集合平均。由于是用 $\bar{p}$ 进行正规化, 因此计算集中在 $\bar{p} \geq 1$ mm 的区域。

从图 7 可以看到, 在这个例子的降水中心——乐山、宜宾地区, S_p 的值很低, 数值在 0.6 以下。这说明在这些区域, 各集合成员的表现比较一致, 而这些地区的地形高度较周围地区来说是相对较高的。在另一些地区, 比如整个降水区域的东部和东北部, S_p 的值整体比较大, 而这里

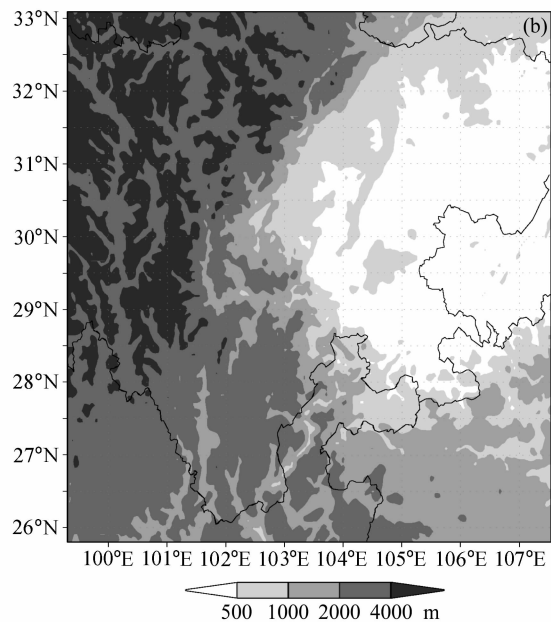


图 7 2005 年 4 月 8 日 18 时的 (a) 12 h 累积降水的正规化的离散度 S_p 和 (b) 地形高度

Fig. 7 (a) The normalized spread S_p of the 12-h accumulated precipitation and (b) the topography elevation at 1800 UTC on 8 Apr 2005

的地势很低，在 500 m 以下。总之，定量降水的正规化离散度 S_p 的分布是很不均匀的，在地形高度相对较高的地方， S_p 的值小；在地势低的平原地区， S_p 的值较大。这一结果与 Walser et al. (2004) 的研究是一致的。

6 小结

本文从集合预报的角度研究了“05.4.8”四川冰雹个例的 12 h 累积降水的预报技巧，在集合技术大致合理的基础上，主要针对预报技巧对水平尺度、地形的依赖进行了研究。初步结论如下：水平尺度小于 100 km 时，累积降水的预报技巧随水平尺度的增加迅速增加；当水平尺度增加至 200 km 及以上时，预报技巧基本不再增加。文中以“区域平均的正规化的离散度 $S_p(s)$ ”来量化定量降水的预报技巧， $S_p(s)$ 的值在 200 km 及以上始终维持在 0.25 左右，直至水平尺度增加到 384 km（此时已经大致涵盖了整个降水区）时， $S_p(s)$ 的值为 0.227，而非趋于 0 值。这说明本个例产生的降水在 α 中尺度（200 ~ 2000 km）并不是完全可预报的，一个重要的原因可能是 γ - β 中尺度的不可预报性向 α 中尺度的上传。

在研究定量降水的预报技巧对地形的依赖时，采用“正规化的离散度”来量化预报技巧，结果表明： S_p 的分布是很不均匀的。在地形高度相对较高的地方（比如，该例的降水中心——乐山、宜宾地区）， S_p 的值小；在地势低的平原地区（比如整个降水区域的东部和东北部）， S_p 的值较大。这意味着高地的定量降水的预报技巧可能是高于地势低的平原地区的。

本文只针对一个强对流个例进行了研究，得到了一些初步的结果，但是这种探索是有意义的。今后可以多做一些个例，检验文中得到的结论，争取为强对流天气的“定点、定时、定量”预报提供一些有意义的指导。

参考文献 (References)

Bacchi B, Ranzi R. 2003. Hydrological and meteorological aspects of floods in the Alps: An overview [J]. *Hydrology and Earth System Sciences*, 7: 784–798.

Benoit R, Desgagné M, Pellerin P, et al. 1997. The Canadian MC2: A semi-Lagrangian, semi-implicit wideband atmospheric model suited for finescale process studies and simulations [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 125: 2382–2415.

Benoit R, Schär C, Binder P, et al. 2002. The real-time ultrafinescale forecast support during the special observing period of the MAP [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83: 85–109.

Benoit R, Kouwen N, Yu W, et al. 2003. Hydrometeorological aspects of the real-time ultrafinescale forecast support during the special observing period of the MAP [J]. *Hydrology and Earth System Sciences*, 7: 877–889.

Bougeault P, Binder P, Buizza A, et al. 2001. The MAP special observing period [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82: 433–462.

Chen F, Dudhia J. 2001. Coupling an advanced landsurface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 129: 569–585.

Dudhia J. 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 46: 3077–3107.

Epstein E S. 1969. Stochastic dynamic prediction [J]. *Tellus*, 21: 739–759.

Fritsch J M, Carbone R E. 2004. Improving quantitative precipitation forecasts in the warm season: A USRWP research and development strategy [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 85: 955–964.

Hohenegger C, Lüthi D, Schär C. 2006. Predictability mysteries in cloud-resolving models [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 134: 2095–2107.

Hong S-Y, Lim J-O J. 2006. The WRF Single-Moment 6-Class microphysics scheme (WSM6) [J]. *J. Korean Meteor. Soc.*, 42: 129–151.

Klemp J B, Skamarock W C, Dudhia J. 2007. Conservative split-explicit time integration methods for the compressible nonhydrostatic equations [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 135: 2897–2913.

Kong F Y, Droegemeier K K, Hickmon N L. 2006. Multi-resolution ensemble forecasts of an observed tornadic thunderstorm system. Part I: Comparison of coarse and fine grid experiments [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 134: 807–833.

Leith C E. 1974. Theoretical skill of Monte Carlo forecasts [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 102: 409–418.

Lorenz E N. 1965. A study of the predictability of a 28-variable atmospheric model [J]. *Tellus*, 17: 321–333.

Lorenz E N. 1969. The predictability of a flow which possesses many scales of motion [J]. *Tellus*, 21: 289–307.

Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated- k model for the longwave [J]. *J. Geophys. Res.*, 102 (D14): 16663–16682.

- Molteni F, Buizza R, Palmer T N, et al. 1996. The new ECMWF ensemble prediction system: Methodology and validation [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 122: 73–119.
- Richard E, Cosma S, Tabary P, et al. 2003. High-resolution numerical simulations of the convective system observed in the Lago Maggiore area on 17 September 1999 (MAP IOP2a) [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 129: 543–563.
- Toth Z, Kalnay E. 1997. Ensemble forecasting at NCEP and the breeding method [J]. Mon. Wea. Rev., 125: 3297–3319.
- Walser A, Lüthi D, Schär C. 2004. Predictability of precipitation in a cloud-resolving model [J]. Mon. Wea. Rev., 132: 560–577.
- Walser A, Schär C. 2004. Convection-resolving precipitation forecasting and its predictability in Alpine river catchments [J]. J. Hydrol., 288: 57–73.
- 王秀明. 2008. 强对流云实例的发生发展和结构演变模拟研究 [D]. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 126pp. Wang Xiuming. 2008. Numerical cases study of the severe convective cloud: The initiation, development, evolution and structure [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 126pp.
- Xu Jianyu, Zhong Qing. 2009. The effect of error growth and propagation on the predictability of quantitative precipitation in a cloud-resolving model [J]. Atmospheric and Oceanic Science Letters, 2 (2): 79–84.
- 赵彦, 郭裕福. 2002. 短期气候数值预报中的集合个数问题 [J]. 大气科学, 26 (2): 279–288. Zhao Yan, Guo Yufu. 2002. Estimation of ensemble size for numerical climate predictions [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 26 (2): 279–288.
- 郑飞, 朱江, 王慧. 2007. ENSO 集合预报系统的检验评价 [J]. 气候与环境研究, 12 (5): 587–594. Zheng Fei, Zhu Jiang, Wang Hui. 2007. The verifications for ENSO ensemble prediction system [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 12 (5): 587–594.