

夏凡,陈静. 基于 T213 集合预报的极端天气预报指数及温度预报应用试验[J]. 气象, 2012, 38(12): 1492-1501.

基于 T213 集合预报的极端天气预报指数 及温度预报应用试验^{*}

夏凡^{1,3} 陈静²

1 成都信息工程学院, 成都 610225

2 中国气象局数值预报中心, 北京 100081

3 山东省气象科学研究所, 济南 250031

提 要: 本文基于中国 T213 集合预报系统资料, 借鉴欧洲中期天气预报中心极端天气预报指数的数学处理方案, 在分析 T213 模式数据特征的基础上, 研究了 T213 集合预报系统极端天气预报指数的数学处理方法, 建立了适合 T213 集合预报模式的极端天气预报指数, 并利用该指数对 2008 年 1 月极端低温天气进行了预报试验和评估检验, 分析模式气候累积概率分布生成方法对极端天气预报指数的影响, 得到以下结论: (1) 确定了利用 T213 集合预报系统所有预报成员生成的模式气候累积概率分布计算极端天气预报指数; (2) 利用 TS 评分确定极端天气预报指数发布极端低温预警信号的阈值为 -0.3 并进行预报试验。试验结果表明, 极端天气预报指数对极端低温天气具有较好的识别能力, 可提前 3~5 天发出极端低温预警信号。利用相对作用特征曲线对极端天气预报指数识别极端天气的技巧进行评估检验, 检验结果显示, 基于 T213 集合预报生成的极端天气预报指数对极端低温的预报存在正的识别技巧, 随着预报时效的延长, 识别技巧逐渐降低。 (3) 评估不同模式气候累积概率分布对极端天气预报指数识别极端低温天气技巧的影响, 结果表明: 产生模式气候累积概率分布的模式数据误差一致性是关键因素。

关键词: T213 集合预报, 极端天气预报指数, 模式气候累积概率分布, 极端低温

The Research of Extreme Forecast Index Based on the T213 Ensemble Forecast and the Experiment in Predicting Temperature

XIA Fan^{1,3} CHEN Jing²

1 Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

2 Numerical Weather Prediction Centre, CMA, Beijing 100081

3 Shandong Provincial Meteorological Institute, Jinan 250031

Abstract: Based on the T213 global ensemble prediction system (EPS), a new ensemble forecast product—extreme forecast index (EFI), which combines the cumulative distribution functions (CDF) derived from climate and the EPS forecast, is designed. EFI is an index which can measure the continuous differences between the climate CDF and the EPS forecast CDF. When the EFI gets close to 1 or -1, extreme weather is likely to occur. Because EFI is calculated by both climate CDF and the EPS forecast CDF, then there is negative deviation in T213 EPS forecast. In order to ensure the result of the EFI is unaffected by the model error, we choose the T213 EPS model data to form the climate CDF.

Next take the 2 m temperature for example, we use EFI_3 to forecast the extreme low temperature in

^{*} 国家科技支撑项目(2009BAC51B03)、国家 973 项目(2012CB417204)、国家自然科学基金(41075035)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY200906007)和山东省超级计算科技专项项目(2011YD01106)共同资助

2011 年 12 月 29 日收稿; 2012 年 2 月 24 日收修定稿

第一作者: 夏凡, 主要从事集合预报与数值模拟研究. Email: xf0718@126.com

通讯作者: 陈静, 主要从事集合预报研究. Email: chenjing@cma.gov.cn

January 2008. The results show when the threshold of EFI_3 that gives extreme low temperature signal is set to -0.3 , most areas of extreme low temperature can be predicted on EFI_3 map in 3 to 5 days in advance. We should note that the areas of extreme low temperature do not agree very well with where the EFI_3 signals the extreme low temperature. It may be there are some deficiencies in the present formula of EFI_3 and the EFI_3 is less sensitive to extreme value of the EPS forecast.

Later, a relative operating characteristic (ROC) curve is used to verify EFI_3 . In all three leading times shows that the averaged ROC curves valid for 2 m temperature EFI_3 during 25—29 January 2008 are above the diagonal, the areas of the averaged ROC of three leading times are 0.680, 0.657, and 0.542, respectively. This means that the EFI_3 is skillful in forecasting the extreme low temperature, with the leading time growing, the EFI_3 is less skillful.

Finally, another model climate cumulative distribution function is used to generate the EFI_3 and a comparison of skill derived from two kinds of EFI_3 is presented. The results show that the skill of EFI_3 generated by the former model climate is slightly higher than that of EFI_3 generated by the latter model climate. The reason may be that the initial field of the former model climate data is derived from the same as simulation scheme while the initial field of the latter model climate data is derived from two kinds of schemes. Therefore the more consistent the model data are, the more equitable the cumulative probability distribution of model climate is. We need not to collect much model data if they be not consistent.

Key words: T213 ensemble forecast, extreme forecast index (EFI), model climate cumulative distribution, extreme low temperature

引 言

极端天气事件是一种在特定地区和时间内罕见的天气事件,具有破坏性大、突发性强和难以预测等特点。政府间气候变化专门委员会(Intergovernmental Panel on Climate Change,IPCC)第三次评估报告^[1]与第四次评估报告^[2]对极端天气事件给出明确定义:极端天气事件是指其发生概率小于观测记录概率密度函数第 10 个百分位数或超过第 90 个百分位数的天气事件。我国气候与自然地理条件复杂,受亚洲季风系统的影响,各种极端气象灾害及其衍生灾害频繁发生,具有种类多、强度大、频率高、危害严重等特点,其中主要包括洪涝、干旱、高温热浪、低温冷害等灾害性极端天气事件,给国民经济发展和人民生命财产造成严重损失。向社会和公众提供极端天气事件准确的预测预报,对国家防灾减灾是非常必要的。

近些年对极端天气事件的研究受到气象界高度的重视。前期的研究主要是利用统计方法分析极端天气事件变化特征和趋势。任福民等^[3]对我国极端温度的区域分布以及季节变化特征进行了分析研究,认为近 40 年中国季极端最低温度以春、秋两季为最大,大变率区域主要集中在北方。翟盘茂等^[4]研究了中国过去 45 年中降水强度等方面的极值变

化趋势,结果显示:平均降水强度极端偏高的区域范围呈现扩大趋势。

在过去的十多年中,数值天气预报取得了迅速的发展,利用数值预报模式模拟分析暴雨、台风等极端天气成为可能^[5]。目前越来越多的气象学者开始使用数值天气模式对极端天气事件的形成机理进行模拟。程相坤等^[6]利用中尺度数值模式(Mesoscale Model 5 Version 3.7,简称 MM5V3.7)对 2007 年 3 月 3—5 日大连地区出现的暴雨、雨淞与寒潮等多种灾害性极端天气进行了分析,认为这次极端天气是由北上江淮气旋与北方冷空气共同作用造成的。苗春生等^[7]利用天气预报模式(Weather Research and Forecast model,WRF)对 2008 年 1 月 25—29 日中国低温雨雪冰冻天气过程进行模拟,结果发现:长江中下游及以南地区长时间存在着高低空急流的耦合形态和由低空急流不断输送来的暖湿水汽,使这些区域低层的水汽辐合,促进大范围雨雪天气维持。

由于大气是一个混沌系统,小概率极端天气事件的发展演变存在诸多不确定性,用单一数值天气模式预报其未来演变是不严谨的,对极端天气事件的预报预测仍然存在巨大的挑战。自 20 世纪 90 年代国际上引入集合预报以来,不少研究成果表明,集合预报可以弥补单一数值预报模式的预报不确定性^[8-10]。Lalaurette^[11]基于欧洲中期天气预报中心

(European Centre for Medium-range Forecast, ECM-WF)集合预报系统,研究了一种可识别极端天气事件的极端天气预报指数,其基本思路是通过定义一个数学函数来计算某一预报要素累积概率分布函数的气候值与集合预报系统集合成员产生的预报值之间的连续差异,通过确定某一阈值识别未来是否发生极端降水、极端低温和极端大风等极端天气事件。ECM-WF 将此函数值定义为极端天气预报指数(Extreme Forecast Index, EFI)。Lalaurette 利用 EFI 对 1999 年圣诞节期间发生在法国、德国、英格兰和意大利的“圣诞风暴”进行预报试验,结果显示 EFI 可提前 120 小时识别出极端大风发生区域。2001 年 ECMWF 将 EFI 投入到业务应用,产品主要包括预报时效为 1~5 天的 2 m 温度、10 m 风速和 24 h 累积降水量的 EFI 等,这些产品极大地提高了极端天气预报能力。近年来 ECMWF 的气象学者继续对 EFI 进行改进,Lalaurette^[12]基于 Anderson-Darling 检验修正了原始的 EFI 公式,Zsoter^[13]使用修正过的 EFI 公式对 2005 年 10 月西欧持续极端高温进行研究,结果发现:与原始的 EFI 相比,修正公式后的 EFI 能识别出更多发生极端高温的区域。Zsoter^[13]使用 ECMWF 的再分析资料(40-year re-analysis, ERA-40)中的 1971—2000 年 30 年的数据代替原有 3 年 T159 集合预报模式数据生成新的模式气候累积概率分布,结果显示:在新的模式气候累积概率分布中,要素极小值趋于更小,极大值趋于更大,基于新模式气候累积概率分布计算得到的 EFI 能更准确地识别出极端天气发生的区域。

我国已经建立了基于 T213 谱模式的全球集合预报系统,2011 年 6 月 1 日,国家气象中心集合预报产品首次下发全国气象台站,我国集合预报产品的应用进入新阶段。集合预报的一大优势是可以根据一组预报结果给出未来大气状态的概率分布,以此对小概率的极端天气事件做出预报。但是目前集合预报产品比较单一,主要是传统的集合预报产品,如集合平均图、要素预报概率图等,无法给出极端天气的直观预报信息,集合预报对极端天气事件的预报优势得不到充分发挥^[14-16]。如何利用我国 T213 集合预报产品对极端天气做出更好的预报,非常值得研究。本文借鉴 Lalaurette 的 EFI 数学处理方案,充分结合我国 T213 集合预报数据的现状和特点,研究基于 T213 集合预报模式的 EFI 数学处理方法,并利用 EFI 对我国 2008 年 1 月低温天气进行预报试验和评估检验,以期提高极端低温事件预警能力。

1 EFI 的简介及预报原理

1.1 EFI 的定义及性质

根据 Lalaurette^[11]定义,EFI 是测量某一预报要素累积概率分布函数的气候值与集合预报成员产生的预报值之间连续差异的预报指数。统计学中常采用柯尔莫可洛夫-斯米洛夫检验方法(Kolmogorov-Smirnov test, K-S 检验)测量两组累积概率分布的差异是否具有统计显著性^[17],K-S 检验公式如下:

$$K = \max_{-\infty < x < +\infty} |F_1(x) - F_2(x)| \quad (1)$$

其中 $F_1(x)$ 与 $F_2(x)$ 代表预报要素的两组累积概率分布函数, K 值代表它们在空间分布上绝对偏差的最大值。若 K 值超过一定置信区间,说明两组累积概率分布函数差异具有统计显著性。

EFI 不单要计算气候累积概率分布与集合预报累积概率分布在某一点处的差值,而且还要计算两者的连续差异。连续分级概率评分(Continuous Ranked Probability Score, CRPS)^[18]是一种概率预报检验方法,可以计算两组数据累积概率分布的连续差异。CRPS 计算公式如下:

$$CRPS = \int_{-\infty}^{+\infty} [F_1(x) - F_2(x)]^2 dx \quad (2)$$

由公式(2)可以看出,CRPS 总为非负值。我们希望 EFI 是一种带符号的指数,它不仅可以计算气候累积概率分布与集合预报累积概率分布的连续差异,而且其正负性可以指示这种差异的方向是否会带来极端天气灾害,比如极端小的风就不会影响人们的日常生活。Lalaurette^[11]根据公式(1)和(2),定义 EFI 数学计算公式为:

$$EFI_{2m+1} = 2(m+1) \int_0^1 [p - F_f(p)]^{2m+1} dp \quad (3)$$

其中, p 是气候累积概率分布函数, $F_f(p)$ 是集合预报累积概率分布函数。 m 是经验值, Lalaurette 定义 m 为 1, EFI 可表示为 EFI_3 。

从式(3)可看到 EFI_3 有以下几点性质:

(1) EFI_3 在 -1 和 1 之间取值,如果所有集合预报系统(ensemble prediction system, EPS)成员的预报结果小于气候累积概率分布的最小值,即对气候累积概率分布中所有的分位数, $F_f(p) = 1$, 这时 EFI_3 为 -1, 代表预报要素出现极端低值的天气事件可能性越大,如极端低温事件;如果所有的 EPS 成员预报结果大于气候累积概率分布的最大值,即对气候累积概

率分布中所有的分位数, $F_f(p)=0$, 这时 EFI_3 为 1, 代表预报要素出现极端高值的天气事件可能性越大, 如极端高温事件等。 EFI_3 越接近 $1(-1)$, 表示极端天气事件发生的可能性越大。

(2) 如果所有 EPS 成员的预报结果相同, 这个预报值在气候累积概率分布中对应 的累积概率为 p_0 , 将其带入公式(3)

$$EFI_{2m+1} = 2(m+1) \int_0^1 (p - p_0)^{2m+1} dp \quad (4)$$

此时, EFI_3 公式如下:

$$EFI_3 = (p_0 - 1)^4 - p_0^4 \quad (5)$$

1.2 EFI_3 对极端天气的预报原理

根据 1.1 中介绍的 EFI_3 的性质可知, EFI_3 预报极端天气的原理是确定某一 EFI_3 值作为发布极端天气预警信号的临界阈值。若 EFI_3 绝对值大于这一阈值, 则判断会发生极端天气, 若 EFI_3 的绝对值小于这一数值, 则判断没有极端天气发生。目前, ECMWF 将发布极端天气预警信号的 EFI_3 值定为 $0.5^{[11]}$ 。

2 T213 集合预报系统简介

2002 年 9 月 1 日国家气象中心建立了全球中期数值预报系统(T213L31, T213), 这是从 ECMWF 引进后经我国数值预报人员移植开发的。T213 模式采用地形追随等压面混合坐标, 在垂直方向上有 31 层, 模式顶到达 10 hPa; 水平分辨率为 60 km。模式系统包含一整套比较先进的物理过程。2006 年 12 月国家气象中心建立了基于 T213 模式的全球中期集合预报系统, 该系统同化方案采用 NCEP 谱统计插值方案(Spectral Statistical Interpolation, SSI), 初值扰动方法采用增长模繁殖法, 集合预报成员数为 15 个, 2007 年 7 月 T213 集合预报模式数据开始存档。

3 基于我国 T213 集合预报的 EFI_3 数学处理方案及应用试验

2008 年 1 月 10 日至 2 月 2 日, 我国发生了 4 次强烈的低温雨雪冰冻天气过程, 分别是 2008 年 1 月 10—16 日, 1 月 18—22 日, 1 月 25—29 日, 1 月 31 日至 2 月 2 日, 其中以第三次低温过程强度最大, 表现为平均气温明显偏低。这次我国大范围低温天气是一次典型的极端低温天气事件。下面以第三次低温天气过程(1 月 25—29 日)为例, 利用上文

中介绍的 EFI_3 对其进行极端低温预报试验。

3.1 气候累积概率分布计算方案

从式(3)可知, EFI_3 是基于气候与 EPS 各成员预报结果累积概率分布计算生成的。因此 EFI_3 的计算涉及两部分, 一是气候累积概率分布, 二是集合预报累积概率分布。气候累积概率分布可采用观测资料产生(以下简称观测气候累积概率分布), 也可采用模式历史资料产生(以下简称模式气候累积概率分布)。以武汉 2 m 温度气候累积概率分布方案为例, 分析武汉站的观测气候累积概率分布和模式气候累积概率分布的差异, 确定采用哪一种数据生成 EFI_3 中的气候累积概率分布。

由于目前我国 T213 集合预报数据时间序列仅有 4 年, 无法获得标准时段(30 年)模式气候数据, 参照 Lalaurette^[11]的方法, 采用以下步骤产生 T213 模式气候累积概率分布。

(1) 选取 T213 集合预报模式 2008 年 12 月, 2009 年 1 月和 2009 年 2 月 3 个相邻月 12 UTC 发布的 2 m 温度逐日资料。

(2) 选取 24、120 和 240 h 时效的预报场数据, 每个预报场有 15 个集合预报成员。

(3) 利用上面选取的数据计算涵盖中国区域内各个格点的模式气候累积概率分布。

利用双线性插值将 2 m 温度累积概率分布结果插值到武汉站, 生成武汉 2 m 温度模式气候累积概率分布, 利用同期武汉 2 m 温度观测资料生成观测气候累积概率分布, 如图 1 所示。

由图 1 可见, 基于 T213 集合预报生成的模式

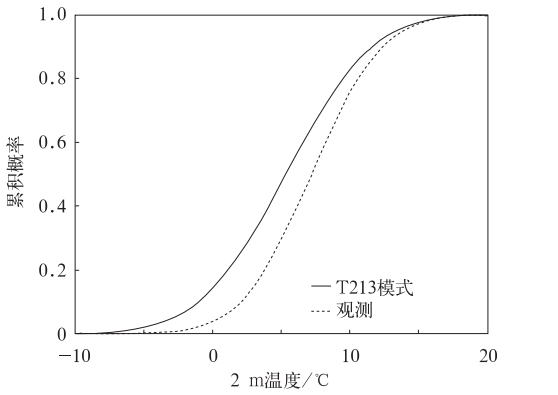


图 1 武汉 2 m 温度累积概率分布
(实线: T213 集合模式预报数据, 虚线: 观测数据)
Fig. 1 Cumulative probability distribution of 2 m temperature in Wuhan
(Solid line represents the data of ensemble forecast from T213 model, and dashed line the data of observation)

气候累积概率分布位于观测累积概率分布的左侧,在 0.1~0.8 的累积概率区间,模式预报值普遍较观测值低 1~2℃,即 T213 模式 2 m 温度的预报存在负的偏差。如使用观测数据生成气候累积概率分布,就会对 EFI_3 的计算结果产生影响。为了使 EFI_3 计算结果不受模式误差因素的影响,我们采用 T213 集合预报模式数据生成气候累积概率分布。

3.2 集合预报累积概率分布的计算方案

接下来我们按照以下步骤生成 EPS 各成员预报结果的累积概率分布:

- (1) 选取 T213 集合预报模式 2008 年 1 月 20—24 日,1 月 21—25 日和 1 月 22—26 日三个时段 12 UTC 发布的 2 m 温度资料。
- (2) 从上面三个时段预报资料中分别选取 120、96 和 72 h 时效的预报场数据,每个预报场有 15 个集合预报成员。
- (3) 利用上面选取的数据计算涵盖中国区域各个格点的 EPS 各成员预报结果的累积概率分布。

3.3 基于 T213 集合预报 EFI_3 的阈值确定

EFI_3 阈值以风险评分(Threaten Score, TS)评估方法获得。在每个格点上,考虑极端低温事件发生或不发生两种状态。检验结果为预报正确、预报错误和漏报。用双态列联表来表示,见表 1。

表 1 双态分类列联表

Table 1 Contingency table of dimorphic distribution			
	预报出现	预报不出现	实况相加
实况出现	h	m	$h+m$
实况不出现	f	c	$f+c$
预报相加	$h+f$	$m+c$	

表 1 中, h 和 c 为预报正确, f 为预报错误, m 为漏报。TS 公式如下:

$$TS = h / (h + m + f) \tag{6}$$

图 2 给出了 2008 年 1 月 3 次低温过程 120、96 与 72 h 预报时效的 EFI_3 平均 TS 评分。由图可见,在 3 次低温过程中,在 $[-0.2, 0]$ 的区间上,三个时效 EFI_3 的 TS 评分是相同的;在 $[-0.9, -0.3]$ 的区间上,三个时效 EFI_3 的 TS 评分随着预报时效的延长,TS 值不断变小。

表 2 给出了 4 次低温过程各个时效 EFI_3 值所对应的最大 TS 值。由表可见, EFI_3 值分布在 $[-0.4, -0.2]$ 区间上。 -0.2 与 -0.3 均出现 4 次,

-0.4 出现 1 次,由于 EFI_3 为 -0.3 时,对应 TS 值

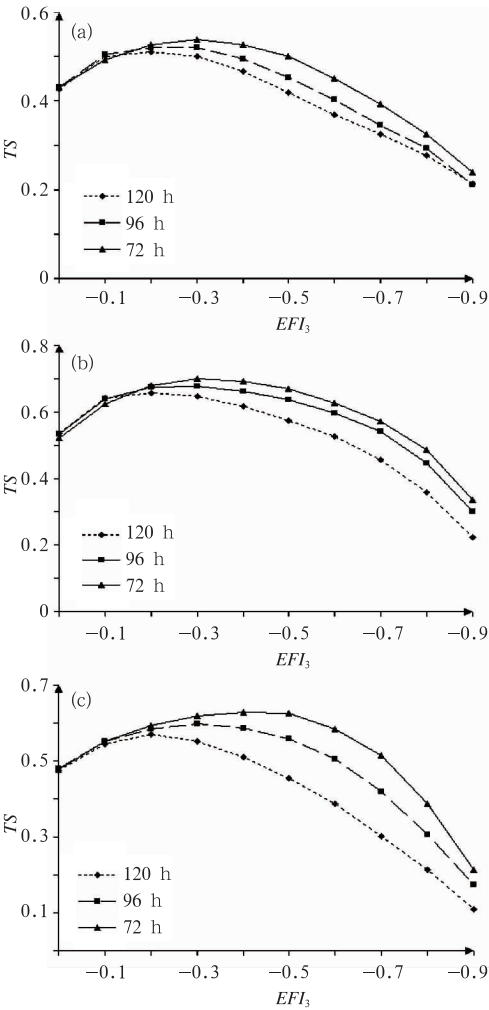


图 2 2008 年 1 月 3 次低温过程不同预报时效的 EFI_3 的平均 TS 评分

(a) 1 月 10—16 日, (b) 1 月 18—22 日, (c) 1 月 25—29 日

Fig. 2 The averaged TS scores of EFI_3 valid for extreme low temperature, (a) from 10 to 16 January 2008, (b) from 18 to 22 January, and (c) from 25 to 29 January (The short dashed line represents 120 h, the long dashed line represents the 96 h, and the solid line represents the 72 h)

表 2 三次低温过程各时效 EFI_3 值对应最大 TS 评分值

Table 2 The EFI_3 value corresponding to maximal TS value in every lead time			
	120 h	96 h	72 h
1 月 10—16 日	-0.2(0.511)	-0.2(0.521)	-0.3(0.528)
1 月 18—22 日	-0.2(0.656)	-0.3(0.678)	-0.3(0.699)
1 月 25—29 日	-0.2(0.570)	-0.3(0.598)	-0.4(0.628)

较大故本文将 -0.3 确定为 EFI_3 发布极端低温预警信号的阈值。

3.4 基于 T213 集合预报 EFI_3 的预报效果

以 2008 年 1 月 27 日为例(其他 4 天情况大致相同,不再累述),使用 -0.3 作为发布极端低温预警信号的阈值,分析 EFI_3 对极端低温天气 120、96 与 72 h 三个时效的识别效果。

首先取 T213 集合预报模式中 27 日 12 UTC 00 h 发布的 2 m 温度控制预报作为分析场,如果分析场中格点的 2 m 温度值小于对应格点的模式气候累积概率分布第十个分位数,我们定义这个格点出现极端低温,然后利用全国 756 个观测站 1971 年至 2000 年 1 月逐日观测数据中平均温度值生成观测气候累积概率分布,若 27 日测站平均温度小于观测气候累积概率分布第十个分位数对应的平均温度值,定义此站出现极端低温。按照上述方式生成 27 日极端低温的分布图,如图 3 所示。

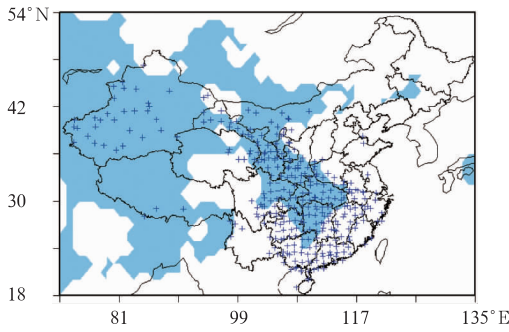


图 3 2008 年 1 月 27 日极端低温分布图

(阴影部分代表模式分析场生成的极端低温区域,叉号代表出现极端低温的测站)

Fig. 3 The distribution of extreme low temperature on 27 January 2008

(The shaded area represents the area of extreme low temperature and the crosses represent the stations of extreme low temperature)

从图 3 中不难发现,除了在贵州西部、云南、广东、江西和长沙没有极端低温出现外,由分析场产生的极端低温分布范围和出现极端低温的测站分布范围大致相同。可见选取的模式气候累积概率分布能较真实地反映出实际 2 m 温度的气候特征。下面利用分析场产生的低温分布查看 EFI_3 各个时效对极端低温天气的识别效果。

图 4 给出武汉与长沙两个站的模式气候累积概

率分布与 EPS 各成员 120、96 及 72 h 预报时效的集合预报累积概率分布。从图 4a 可以看出,在 $-1\sim 1^{\circ}\text{C}$ 的温度区间,武汉站的 120、96 和 72 h 预报时效 EPS 累积概率值分别为 0.6、0.7 和 0.8,而对应其模式气候累积概率为 0.1~0.2,根据公式(3),武汉 120、96 和 72 h 预报时效的 EFI_3 计算结果分别为 -0.274 、 -0.372 和 -0.405 ,随预报时效增加而增大,由发布低温预警的阈值为 -0.3 可知, EFI_3 会提前 96 h 识别出武汉出现极端低温;从图 4b 可见,长沙 120、96 和 72 h 的 EPS 温度预报均大于 0°C ,在 $1\sim 3^{\circ}\text{C}$ 温度区间,120、96 和 72 h 预报时效的 EPS 累

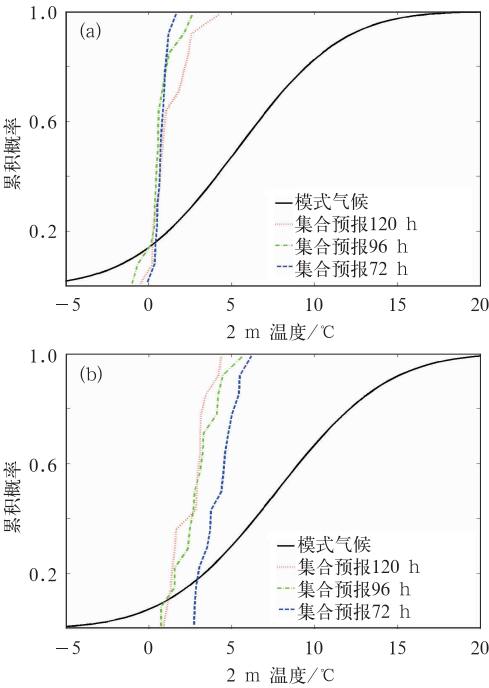


图 4 1 月 27 日模式格点气候累积概率分布及该日相应 72、96 和 120 h 集合预报结果累积概率分布比较

(a) 武汉(31°N 、 114°E), (b) 长沙(28°N 、 113°E) (黑色实线代表模式气候,红色虚线代表 EPS 成员 120 h 预报,绿色点划线代表 EPS 成员 96 h 预报,蓝色双划代表 EPS 成员 72 h 预报;

以 1 月 27 日模式分析场产生的极端低温分布进行预报)

Fig. 4 Cumulative probability distributions of model climate and EPS at (a) Wuhan (31°N , 114°E) and (b) Changsha (28°N , 113°E) (Black solid line represents the model climate, red dash line represents the EPS 120 h forecast, green dotted line represents the EPS 96 h forecast, and blue double dashed represents the EPS 72 h forecast (valid on 27 January 2008)

积概率分别为 0.8、0.65 和 0.23,而模式气候累积概率为 0.1 至 0.2, EFI_3 计算结果分别为 -0.392 、 -0.323 和 -0.203 ,随预报时效增加而减少,表明可提前 72 h 识别出长沙不会出现极端低温。

图 5 给出了识别 27 日极端低温 120、96 和 72 h EFI_3 分布图。对比图 4 极端低温分布看,若将发布极端低温的 EFI_3 的阈值定为 -0.3 ,在 120 h 的 EFI_3 分布图上(图 5a),湖南南部、贵州东北部与广西北部没有出现低温预警信号,四川东部、新疆和甘肃大部分地区会出现极端低温预警信号;在 96 h 的 EFI_3 分布图上(图 5b),除了上述区域外,西藏、甘肃、陕西、河南大部分地区出现极端低温预警信号;在 72 h 的 EFI_3 分布图上(图 5c),出现低温预警信号的区域基本与分

析场产生的极端低温的区域相似。

需要注意的是,图 3 中出现极端低温的区域与图 5 中 EFI_3 发出极端低温预警信号的区域并不完全一致。在上面三个时效的 EFI_3 分布图中,湖南南部、贵州东北部与广西北部没有出现低温预警信号,在图 3 由分析场产生的极端低温分布中,这些区域出现极端低温;渤海,东海等区域 EFI_3 分布图出现极端低温预警信号,在图 3 中这些地区并没有极端低温分布。造成上述的原因可能是现有 EFI_3 表达式对 EPS 预报结果中的极端值并不是很敏感,如果 EPS 仅有少数成员报出极端低温, EFI_3 计算结果可能不会超出临界阈值;或者集合预报系统很多成员预报出异常低温, EFI_3 计算结果可能会超出临界阈值。但是总体来说,对于图 3 中由分析场产生的大部分极端低温的区域, EFI_3 可以提前 3~5 天发出极端低温预警信号。

3.5 EFI_3 对极端低温天气识别技巧的评估检验

相对作用特征(Relative Operating Characteristic,ROC)曲线常用来表征概率天气和气候预报技巧的方法^[19]。下面利用 ROC 方法检验 EFI_3 对极端低温天气的识别技巧。

图 6 给出了 2008 年 1 月 25—29 日 EFI_3 平均

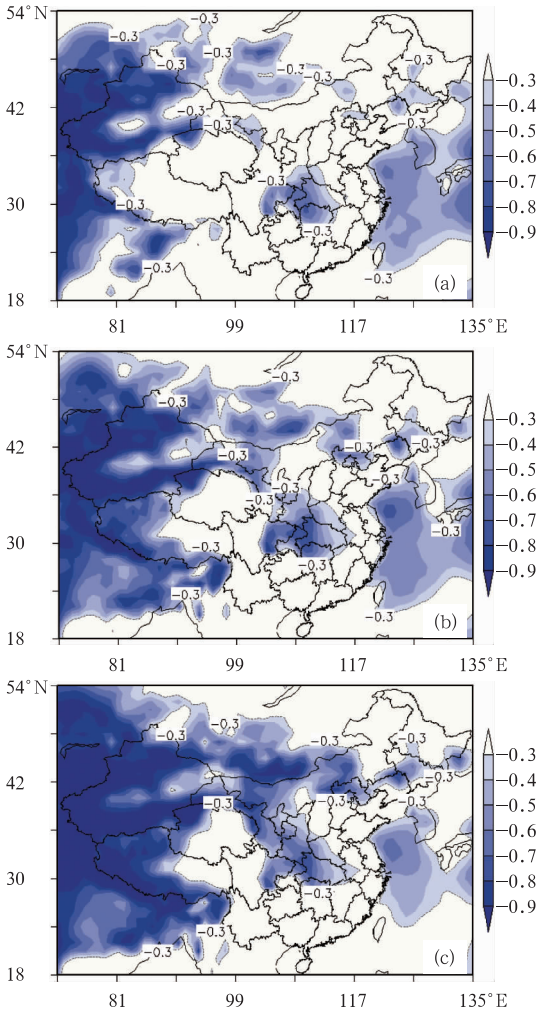


图 5 2 m 温度各时效 120 h (a),96 h (b) 和 72 h (c) EFI_3 分布图

Fig. 5 EFI_3 maps of 2 m temperature valid on 27 January 2008 at 12 UTC (a)120 h, (b) 96 h, and (c)72 h

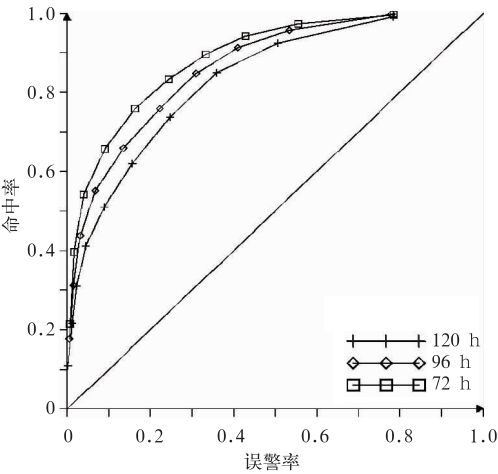


图 6 2008 年 1 月 25—29 日 2 m 温度 EFI_3 平均 ROC 曲线

Fig. 6 Relative Operating Characteristic curve valid for 2 m temperature EFI_3 on 27 January 2008 at 12 UTC. Each point of the curve corresponds to a different EFI_3 threshold. (Vertical axis represents the hit rate of EFI_3 , horizontal axis represents the false rate of EFI_3)

ROC 曲线。图中每个点代表不同的 EFI_3 值,从曲线左下方到右上方绝对值依次减小($-0.9,-0.8,\cdots,0.0$)。左下方的 EFI_3 绝对值较大,表示发布极端低温预警信号的 EFI_3 值较高,因此可以被识别到的极端低温事件较少,对应 T213 集合预报对极端低温预报的命中率小,错误警报率也较小;右上方的 EFI_3 绝对值较小,表示发布极端低温预警信号的 EFI_3 值较低,可以被识别到的极端低温事件较多,对应 T213 集合预报对极端低温预报的命中率高,其错误警报率也随着增大。图中三个时效的 ROC 曲线均在对角线以上,其面积值分别为 0.680、0.657 和 0.542,说明基于 T213 集合预报生成的各时效 EFI_3 对极端低温均存在正的识别技巧,随着预报时效的延长,识别技巧逐渐降低,这与模式预报精度随预报时效延长而下降的变化特征是一致的。

4 模式气候累积概率分布对 EFI_3 识别极端低温天气技巧的影响

从式(3)可以看到, EFI_3 值受模式气候累积概率分布影响较大,为了分析不同的模式气候累积概率分布对 EFI_3 识别极端低温天气技巧的影响,下面使用另一种方法生成模式气候累积概率分布,评

估使用不同的模式气候累积概率分布计算得到的 EFI_3 对极端低温天气的识别技巧。

- (1) 选取 2003—2010 年(2008 年除外)1 月 T213 模式 12 UTC 起报的逐日预报资料。
- (2) 选取 24 h 时效的预报场数据,2003—2007 年是国家气象中心存档的 T213 确定性模式预报资料,2009—2010 年选取集合预报系统中未经扰动的控制预报资料。
- (3) 利用上面选取的数据计算涵盖中国区域内各个格点的模式气候累积概率分布。

利用上述方法产生的模式气候累积概率分布,计算 2008 年 1 月 27 日的 120、96 与 72 h 的 EFI_3 。

图 7a 给出了由第二种模式气候累积概率分布产生的极端低温分布,与图 3 相比,两套模式气候累积概率分布计算方案获得的极端低温分布范围大致相同。图 7b、7c 和 7d 分别是利用第二种模式气候累积概率分布获得的 27 日极端低温的 120、96 和 72 h EFI_3 分布图。与图 5 相比,在图 7 各时效 EFI_3 分布图中,发出极端低温预警信号的范围明显缩小了,表明不同的模式气候累积概率分布对 EFI_3 的计算结果有较明显影响。

图 8 给出了由两种模式气候累积概率分布计算得到的 EFI_3 2008 年 25—29 日平均 ROC 曲线对比

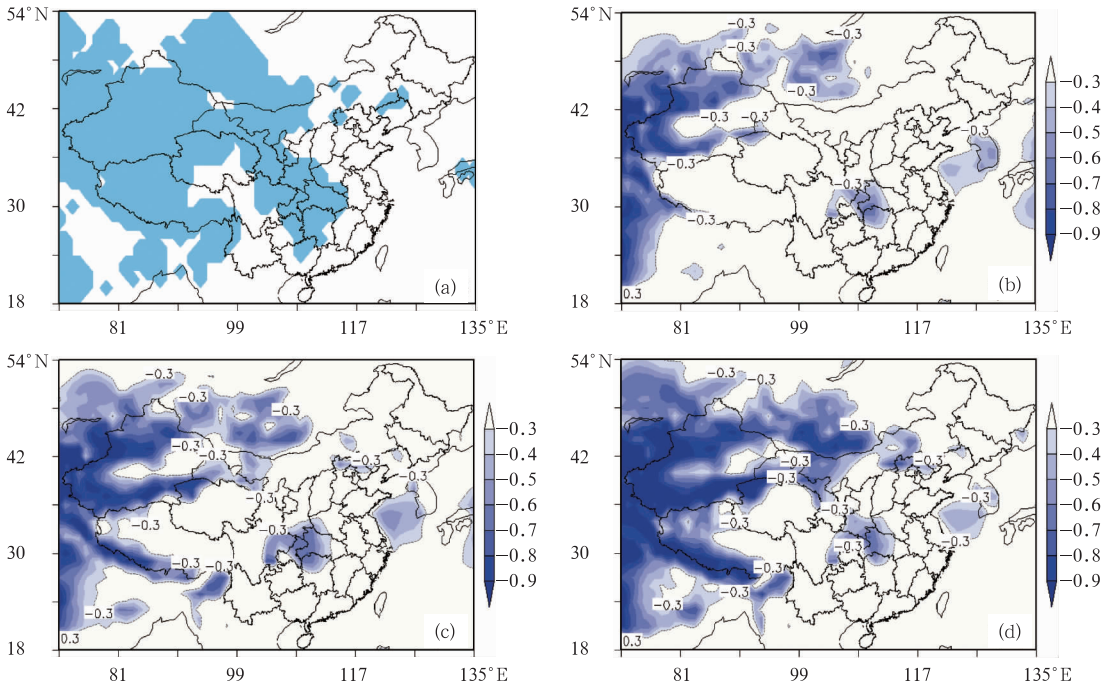


图 7 (a)同图 3,(b),(c)和(d)同图 5,但是为第二套模式气候累积概率分布所计算
Fig. 7 (a) same as Fig. 3, and (b), (c), (d) same as Fig. 5, but computed by using the second model climate cumulative probability distribution

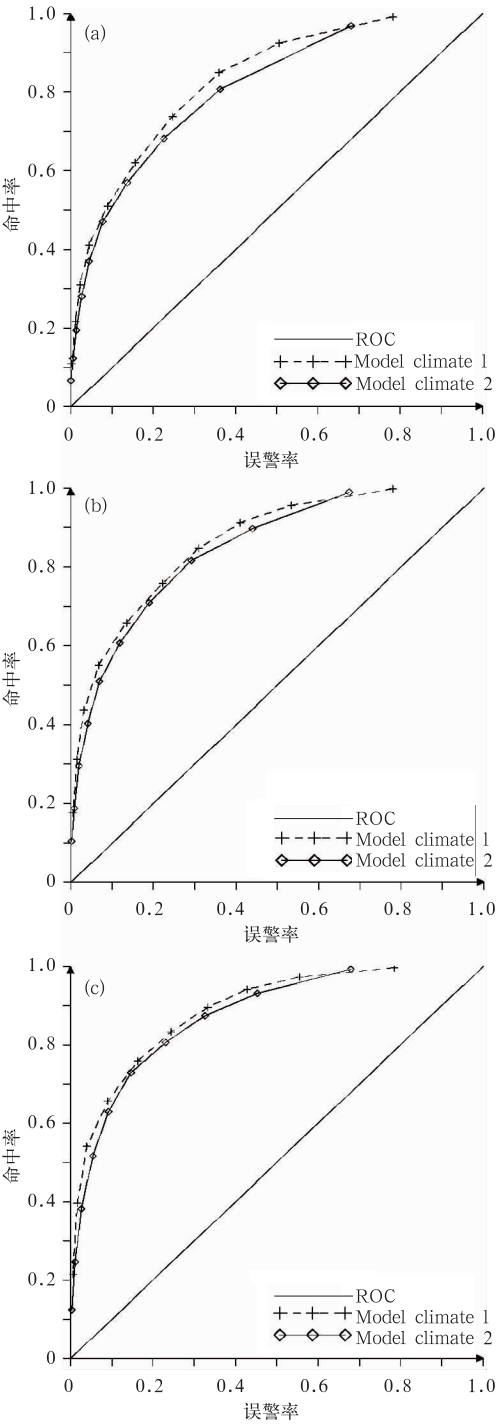


图 8 两套模式气候生成 EFI_3 的 2008 年 1 月 25—29 日各时效平均 ROC 曲线对比图

(a) 120 h, (b) 96 h, (c) 72 h

Fig. 8 The averaged ROC curves of EFI_3 derived from two kinds of cumulative probability distributions of model climate valid for 2 m temperature during 25—29 January 2008 at 12 UTC (a) 120 h, (b) 96 h, and (c) 72 h

图。从图 8 可见,各个预报时效两条 ROC 曲线均位于对角线之上,说明由两种模式气候累积概率分布生成的 EFI_3 对极端低温天气均存在正的识别技巧。对比各时效两条 ROC 曲线相同的 EFI_3 值所对应的确报率与错误警报率发现,第一套模式气候累积概率分布生成 EFI_3 均高于第二套。总体来看,由第一套模式气候累积概率分布计算得到的 EFI_3 对极端低温天气的识别技巧略高于第二套。

出现上面原因可能是第一套模式气候所选取模式数据的初始场是 2006 年 T213 模式同化系统升级后为谱统计插值方案 (SSI) 同化系统生成的,而第二种模式气候所选取的模式数据初始场,即有 2006 年以前的最优插值方案 (OI) 同化系统产生的,又有 2006 年以后的 SSI 同化系统产生的,预报场误差特征不一致,不能很好地代表模式气候特征。由此可见,产生模式气候累积概率分布的数据序列并不是越长越好,模式数据预报误差的一致性更加关键的因素。

5 结 论

本文基于我国 T213 集合预报模式资料,借鉴 ECMWF 的 EFI 数学处理方案,在分析 T213 模式数据特征基础上,研究我国 T213 集合预报系统的 EFI 的数学处理方法,建立了适合 T213 集合预报模式的 EFI ,并利用 EFI_3 对 2008 年 1 月极端低温天气进行预报试验和评估检验,分析不同的模式气候累积概率分布对 EFI_3 识别极端低温天气技巧的影响,得到以下结论:

(1) 通过对比 2 m 温度模式气候累积概率分布与观测气候累积概率分布差异,分析 T213 模式数据的特征,确定利用 T213 模式数据生成模式气候累积概率分布;在 T213 模式数据较短的情况下,利用所有集合预报成员预报结果生成模式气候概率分布。

(2) 利用 TS 评分确定 EFI_3 发布极端低温预警信号的阈值为 -0.3 并进行预报试验。试验结果表明, EFI_3 对极端低温天气具有较好的识别能力。对于模式分析场产生极端低温的大部分区域, EFI_3 预报图中可提前 3~5 天发出预警信号。利用 ROC 曲线对 EFI_3 识别极端低温的技巧进行评估检验。检验结果显示,基于 T213 集合预报生成的 EFI_3 对极端低温存在正的识别技巧,随着预报时效的延长,

识别技巧逐渐降低。

(3) 评估不同模式气候累积概率分布对 EFI_3 识别极端低温天气技巧的影响。结果表明生成模式气候累积概率分布的数据序列并不是越长越好,模式数据预报误差的一致性更加关键的因素。

本文研究表明,对于由模式分析场产生极端低温的区域,我们基本可从 EFI_3 分布图上获得信息, EFI_3 对极端低温天气具有较好的识别能力。 EFI_3 对其他气象要素(风、降水)的识别效果,还需要在今后的工作中进行单独研究。由于目前只能获取 4 年的 T213 集合预报模式数据,如何生成合理的模式气候累积概率分布还有待更多研究。随着 T213 集合预报模式数据的不断积累,将有助于产生更客观的模式气候累积概率分布,提高 EFI_3 对极端天气的识别技巧。

参考文献

[1] Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, et al. Climate Change 2001: The science of climate change[R]. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change[R]. Cambridge, United Kingdom and New York NY, USA: Cambridge University Press, 2001.

[2] Solomon S, Qin D, Manning M, et al. Climate change 2007: The physical science basis[R]. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, USA: Cambridge University Press, 2007.

[3] 任福民, 翟盘茂. 1951—1990 年中国极端气温变化分析[J]. 大气科学, 1998, 22(2): 217-227.

[4] 翟盘茂, 任福民. 中国降水极端值变化趋势检测[J]. 气象学

报, 1999, 57(2): 208-216.

[5] 矫梅燕. 天气业务的现代化发展[J]. 气象, 2010, 36(7): 1-4.

[6] 程相坤, 李燕, 邹耀仁. 大连地区一次极端天气的数值研究[J]. 中国海洋大学学报, 2010, 40(2): 001-008.

[7] 苗春生, 赵瑜, 王坚红. 080125 南方低温雨雪冰冻天气持续降水的数值模拟[J]. 大气科学学报, 2010, 33(1): 25-33.

[8] 杜钧, 陈静. 单一值预报向概率预报转变的基础: 谈谈集合预报及其带来的变革[J]. 气象, 2010, 36(11): 1-11.

[9] 陈法敬, 矫梅燕, 陈静. 一种温度集合预报产品释用方法的初步研究[J]. 气象, 2011, 37(1): 14-20.

[10] 任志杰, 陈静, 田华. T213 全球集合预报系统物理过程随机扰动方法研究[J]. 气象, 2011, 37(9): 1049-1059.

[11] Lalaurette F. Early detection of abnormal weather conditions using a probabilistic extreme forecast index[J]. Q J R Meteorol Soc, 2003, 129: 3037-3057.

[12] Lalaurette F. Two proposals to enhance the EFI response near the tails of the climate distribution[OL]. www.ecmwf.int/products/forecasts/efi_gaide.pdf. 2003: 1-8.

[13] Zsoter E. Recent developments in extreme weather forecasting[J]. ECMWF Newsletter No. 107-Spring, 2006: 8-17.

[14] 陈静, 陈德辉, 颜宏. 集合数值预报发展与研究进展[J]. 应用气象学报, 2002, 13(4): 497-207.

[15] 陈朝平, 冯汉中, 陈静. 基于贝叶斯方法的四川暴雨集合概率预报产品释用[J]. 气象, 2010, 36(5): 22-39.

[16] 刘家峻, 张立凤, 关吉平, 等. 集合预报产品在台风麦莎预报中的应用[J]. 气象, 2010, 36(5): 21-31.

[17] Wilks D S. Statistical methods in the atmospheric sciences[M]. Academic Press, 1995, 59.

[18] Hersbach H. Decomposition of the continuous ranked probability score for ensemble prediction systems[J]. Weather and Forecasting, 2000, 16, 559-570.

[19] Mason S J, Graham N E. Areas beneath the relative operating characteristic (ROC) and relative operating level (ROL) curves: Statistical significance and interpretation[J]. Q J R Meteorol Soc, 2002, 128, 2145-2166.