科学通报 2014 年 第 59 卷 第 25 期：2520 ~ 2527
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

中国月平均气温可预报性的时空特征及其年代际变化

李维京[①②*], 刘景鹏[①②], 陈丽娟[②], 张培群[②], 任宏利[②]

① 中国气象科学研究院, 北京 100081;
② 国家气候中心, 中国气象局气候研究开放实验室, 北京 100081
* 联系人, E-mail: liwj@cma.gov.cn

2014-01-06 收稿, 2014-05-14 接受, 2014-08-04 网络版发表
国家重点基础研究发展计划(2013CB430203)、公益类行业(气象)专项(GYHY201306033)和国家科技支撑计划(2009BAC51B05)资助

摘要 利用中国 1960~2011 年资料比较完整的 518 站逐日气温观测资料, 采用非线性局部 Lyapunov 指数(NLLE)和非线性误差增长理论, 定量分析了中国区域月时间尺度平均气温可预报性期限(MTPL)的时空分布和年代际变化特征. 分析发现: 多年平均的 MTPL 空间分布存在明显的地域差异, 总体来看, 东北大部、云南西南部和西北地区东部为可预报性高值区, 长江中下游地区及黄淮流域为可预报性低值区; MTPL 在各月份的空间分布存在明显的季节变化, 总体上表现为冬半年可预报性较低, 而夏半年较高; MTPL 还具有明显的年代际变化特征, 就全国而言, 从 1970 年以来, MTPL 具有上升的趋势, 在 2000 年前后出现下降的趋势, 尤其是东北地区在 1986 年之后可预报性显著提高. 西北、黄淮、东北 MTPL 的年代际变化可能与气温的持续性有关. 进入 21 世纪, 除南方地区外, 大部分地区的 MTPL 有降低趋势. 上述结果为进一步认识我国月尺度气温异常的机理奠定科学基础, 并为提高月尺度气温预测能力提供参考.

关键词
月平均气温
可预报性
时空分布特征
年代际变化
非线性局部 Lyapunov 指数

我国地域辽阔、地形复杂, 月平均气温的时空变率很大, 而气温是气候系统最显著的特征量之一, 又是短期气候预测的主要预报对象, 因此开展对月平均气温可预报性的研究, 清楚地认识我国哪些区域月平均气温具有较高的可预报性, 哪些区域的可预报性较低, 对于认识影响月尺度气温异常的机理以及提高预测能力具有重要的科学意义和应用价值. 另外, 在全球气候变暖的背景下, 极端天气和气候事件频发[1,2], 给短期气候预测的基础理论研究和业务带来了更大挑战. 在全球变暖的背景下, 大气内部动力过程和外强迫因子表现出不同的年代际变化特征[3]. 月时间尺度平均气温的可预报性受这两种因素的影响, 是否发生了年代际变化, 也是国内外科学家关注的重点[4,5]. 王会军等人[4]指出, 中国区域月尺度气温的持续性预报技巧在 1982~2005 年间有一定的提升. Kang 等人[5]指出, 全球地表气温潜在可预报性在 1914~1943 年为低值期, 而在 1968~1997 年为高值期. 如何定量描述中国月时间尺度平均气温的可预报性的年代际变化特征, 目前的研究工作还很少.

常用于研究可预报性有定性和定量方法[6]. 定性方法一般是基于估计外部信号和系统内部噪音的相对大小[7~9], 不能给出气候变量确切的可预报性时效. 定量方法主要有经验方法、动力学方法和动力学-经验方法. 其中的动力学方法是定量估计可预报性期限研究中使用最多和最有效的方法, 这种方法又有两大分支: 利用数值模式进行数值试验[10~12]和利用非线性动力系统理论[13~16]的方法. 而数值模式的缺陷[17]使得其无法刻画实际大气, 因此利用非线性动力系统理论的方法既可以定量地给出可预报性的估计[18,19], 弥补了定性分析的不足, 又避免了模式大气

引用格式: 李维京, 刘景鹏, 陈丽娟, 等. 中国月平均气温可预报性的时空特征及其年代际变化. 科学通报, 2014, 59: 2520–2527
英文版见: Li W J, Liu J P, Chen L J, et al. Spatiotemporal distribution and decadal change of the monthly temperature predictability limit in China. Chin Sci Bull, 2014, 59, doi: 10.1007/s11434-014-0502-4

和实际大气差异造成的误差问题. Lorenz[11]从Lyapunov 稳定性理论和误差增长的观点出发, 提出将误差倍增的时间作为可预报性的期限. Ding 和 Li[19,20]提出的非线性局部 Lyapunov 指数(NLLE)进一步发展了 Lyapunov 稳定性理论. NLLE 已经广泛用于研究天气尺度可预报性[18~21]及短期气候可预报性[22].

然而, 已有的可预报性研究变量一般是基于格点的对流层中高层变量. 但是, 由于受资料、理论和方法所限, 对于我国地表气候变量的可预报性的定量研究较少, 到目前还不能定量地给出我国月尺度气候(温度和降水)可预报性的时空变化特征. 由于我国地形复杂, 并且是显著的季风气候区, 因此地表变量的可预报性可能与全球其他同纬度地区有较大的差异. 本文拟采用NLLE方法并利用逐日站点观测资料来研究我国月尺度平均气温可预报性的时空分布及年代际变化问题. 而这些逐日站点观测资料实际上包含了各种外强迫缓慢变化的影响和大气内部各种过程相互影响结果的所有信息, 因此基于观测资料的可预报性分析实际上包含了依赖于初值条件的动力学可预报性和外强迫下的可预报性两类问题[22].

本文采用更密集更完整的台站逐日气温观测资料, 基于非线性局部 Lyapunov 指数(NLLE)方法, 通过合理处理观测资料, 定量研究月尺度平均气温的可预报性期限, 获得可预报性的时空分布和年代际变化特征. 目的是力求回答 2 个问题: 全国月尺度平均气温在哪些区域、什么月份、多大程度上可以预报? 不同地区气温的可预报性是否发生了年代际的变化?

1 数据和方法

本文使用的资料有: 中国区域 1960~2011 年 518 个台站的日平均气温资料, 该资料经过质量控制(连续缺测不超过 5 d, 总缺测不超过 60 d, 缺测数据用1960~2011年计算得到的平均态补齐). 这518站的日平均气温资料的空间分布密度以及资料序列的长度较以往的研究都要丰富[23,24], 一定程度上保证了计算结果的时空代表性[25]; NCEP/NCAR 提供的 1960~2011年850 hPa逐日4次气温场, 水平分辨率为2.5°×2.5°经纬度; 国家气候中心提供的 160 站 1983~2012 年的月平均温度及月动力延伸预报的月平均温度资料[26], 分别取 1983~2012 年 30 年月平均气温值作为气候场, 得到各月份月动力延伸预报和观测的月平均温度距平值.

为了更好地研究月尺度气温的可预报性问题, 对逐日气温资料做了如下处理: 首先, 去除了站点气温观测资料的线性趋势项和季节循环(采用 1960~2011 年资料计算得到逐日气温平均值); 其次, 对逐日观测资料序列进行 31 d 的滑动平均处理, 滤去序列的高频部分, 获得月时间尺度的资料序列; 最后, 对月时间尺度的资料序列做标准化处理.

基于非线性局部 Lyapunov 指数(NLLE)[21]和非线性误差增长理论[27,28]计算地面气温月时间尺度可预报性. 对于变量 x, 定义非线性局部 Lyapunov 指数(NLLE)为

$$\lambda(x(t_0),\delta(t_0),\tau)=\frac{1}{\tau}\ln\left|\frac{\delta(t_0+\tau)}{\delta(t_0)}\right|, \tag{1}$$

$x(t_0)$为相空间中参考轨道的初始状态, 这里指站点气温观测序列中 t_0时刻的月时间尺度平均气温; $\delta(t_0)$为初始误差, 是通过在气温观测序列中寻找与t_0时刻气温未来演变局部动力相似的时刻 t[21], 则 t 时刻气温与 t_0 时刻气温的差值即为初始误差; τ 为演变时间, 这里指对 t_0 时刻月时间尺度平均气温的演变时长. $\lambda>0$ 表示临近初始轨道间的距离随时间增长, 它们之间的相关性随时间减弱; 指数值越大表示误差发展越快. 平均的误差相对增长率 $\bar{E}(\delta(t_0),\tau)$ 可以通过平均的非线性局部 Lyapunov 指数 $\bar{\lambda}(\delta(t_0),\tau)$ 获得, 即

$$\bar{E}(\delta(t_0),\tau)=\exp(\bar{\lambda}(\delta(t_0),\tau)\cdot\tau). \tag{2}$$

利用丁瑞强和李建平[27]提出的非线性误差增长理论, 可得

$$\bar{E}(\delta(t_0),\tau)\xrightarrow{P}c \quad (N\to\infty), \tag{3}$$

即当样本数 N 趋于无穷多时, $\bar{E}(\delta(t_0),\tau)$ 趋于其理论饱和值 c. 误差增长达到饱和, 意味着系统的初始相似信息全部丢失, 预测失去意义. 因此利用这个饱和值, 能够定量地确定混沌系统的可预报期限. 可以将平均的误差相对增长率达到理论饱和值的 99%时所对应的演变时间 t 作为该站点月尺度气温可预报性期限(monthly temperature predictability limit, MTPL), 即

$$\mathrm{MTPL}=\left\{t\left|\bar{E}(\delta(t_0),\tau)=0.99\cdot c\right.\right\}. \tag{4}$$

采用局部动力类比的思想, 可以实现用NLLE计算月时间尺度平均气温可预报性期限的目的[21]. 若采用(2)式计算全序列平均误差相对增长率, 可得到全年平均的 MTPL, 若采用(2)式计算各月份平均的误差相对增长率, 可相应得到各月份平均的 MTPL. MTPL 本质上是一个动力统计量, 它的物理含义是:

在月时间尺度条件下, 初始动力相似的两种状态, 在多长时间后变的完全不具有相似性, 这个时间期限即为 MTPL. 它表示在动力学意义下, 可以提前多少天对月尺度气温进行预测. 通过计算各站点的 MTPL, 即可获得其空间分布特征.

2 月时间尺度平均气温可预报性的空间分布

根据前述资料处理方法, 用(2)式计算了全序列平均误差相对增长率后, 由(3)~(4)式得到的全年平均的月尺度平均气温可预报性的空间分布(图 1(a)). 从图 1(a)可见, 在东北大部、华北北部、云南地区、青藏高原以及西北大部分地区均为 MTPL 的高值区, 可预报性期限一般在 30 d 以上; 而在黄淮流域、江淮地区、江南地区, 均为 MTPL 低值区, 可预报性期限一般在 30 d 左右. 这表明就全年平均而言, 我国北方以及西部地区月尺度平均气温可预报性较高, 而黄淮以南大部地区可预报性较低. 为进一步验证采用地面站点数据计算全年平均的 MTPL 的可靠性, 另外采用 NCEP 提供的 850 hPa 一日 4 次的气温再分析格点资料计算了全年平均的 MTPL(图 1(b)). 由于 850 hPa 气温和地面气温的变化具有较高的一致性, 由其计算得到的 MTPL 的空间分布理论上应与采用地面观测资料计算的 MTPL 的空间分布大致相同. 而图 1(b)的 MTPL 的空间分布特征与图 1(a)的空间分布十分相似, 主要在西北大部及云贵地区可预报性有所提高. 表明本文选用地面气温站点资料分析 MTPL 的时空分布特征具有代表性, 同时也表明某些地区高层温度变量的可预报性比低层温度的高.

图 2 给出 1~12 月的月尺度平均温度可预报性(MTPL)的空间分布. 12 月(图 2(a))西南和华北部分地区的 MTPL 达 40~50 d, 其余大部地区的 MTPL 一般在 30~40 d, 1 月和 2 月(图 2(b), (c))全国大部地区的 MTPL 一般在 20~30 d, 3~4 月份(图 2(d), (e))除东北东部、西南局部、江南东部的 MTPL 在 30~40 d 外, 全国其余地区的 MTPL 均在 20~30 d. 5 月份(图 2(f)), 全国的 MTPL 有所提高, 新疆北部、西北南部的 MTPL 在 40~50 d, 其余大部分地区的 MTPL 在 25~35 d. 6 月份(图 2(g)), 新疆大部、华北西部、西南东部、华南西部的 MTPL 可达 40~50 d, 其余大部地区的 MTPL 一般在 25~40 d. 7~8 月(图 2(h), (i)), MTPL 的空间分布特征十分相似, 长江中下游、新疆南部的 MTPL 较低, 一般为 25~35 d, 全国其余大部分地区的 MTPL 一般在 45~60 d, 西南局部地区可达 60~70 d, 这里长江中下游地区的 MTPL 低值区与东亚夏季风及雨带的活跃区相对应[29]. 秋季(图 2(j)~(l))全国 MTPL 趋向减小, 9 月份(图 2(j)), 除长江中上游 MTPL 值在 30~40 d 外, 其余大部地区在 50~60 d. 10 月(图 2(k))西北南部、东北南部及南部沿海的 MTPL 一般在 40~50 d, 全国其余大部地区在 30~45 d. 11 月(图 2(l)), 除西南大部、华南西部 MTPL 达到 40~50 d, 全国其余地区均在 30~40 d.

综上所述, 我国月尺度平均气温可预报性 MTPL 在 12 月到次年 5 月的冬半年(图 2(a)~(f))都比较低, 而在 6~11 月的夏半年(图 2(g)~(l))比较高. 这个结论同李建平和丁瑞强[22]分析全球 500 hPa 高度场和温度场得出的可预报性冬季略高于夏季的结论有所不同. 其主要原因可能是我国为著名的季风气候国家, 冬春季节我国主要受冬季风影响, 中高纬度大气环

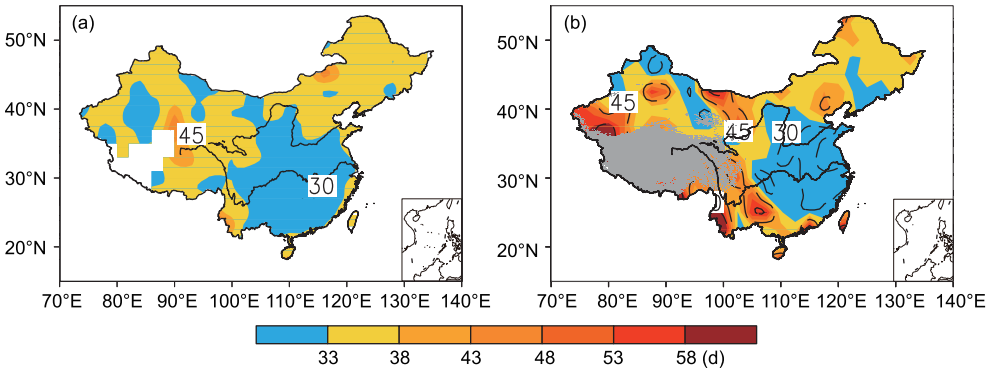

图 1 月尺度平均气温可预报性的空间分布

(a)和(b)分别为地面气温和 850 hPa 气温计算结果

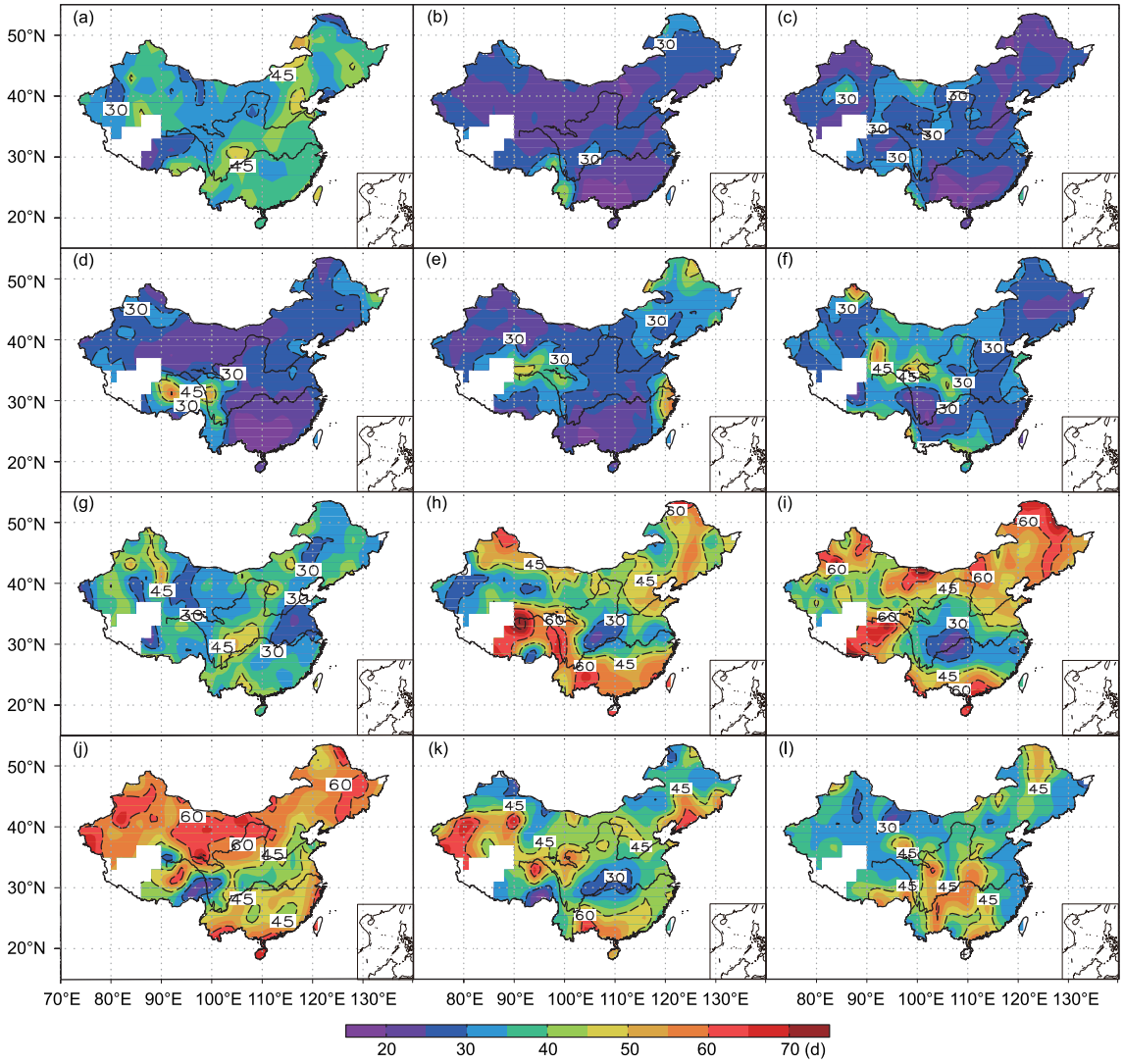

图 2　各月份月尺度平均气温可预报性 MTPL 分布图

(a)~(c)为 12 月、1 月、2 月; (d)~(f)为 3~5 月; (g)~(i)为 6~8 月; (j)~(l)为 9~11 月

流异常的影响显著，而中高纬度冷空气影响频繁、变率大，加之我国地形复杂，使得我国的地表气温有比较大的季节内变率[23]，并且在全球变暖背景下，东亚中、高纬度冬季的极端天气事件发生频率增多，强度增大，也同样导致气温的季节内变率加大[30]，从而降低了冬春季气温的 MTPL. 而夏秋季，我国主要受东亚夏季风的影响，受热带海洋和副热带大气环流异常影响显著，热带和副热带系统相对于中高纬度系统变率小，因此夏秋季气温的 MTPL 比冬春季节明显偏高. Yang 等人[31]通过模式模拟分析得到的全球 850 hPa 气温的季节潜在可预报性也表明，中国区域气温潜在可预报性在夏季较高，冬季较低. 认为夏季海温、土壤湿度等下边界强迫作用比较强，而大气内部动力过程的作用比较弱，气温季节内变率较小[23]，便导致了夏季气温 MTPL 比较高的值，与本文结论是一致的. 中国气温与全球同纬度其他地区气温可预报性的差异也表现出我国气温可预报性分布的复杂性.

为了进一步说明中国区域气温潜在可预报性在夏季较高和冬季较低以及 MTPL 的空间分布的合理性，采用国家气候中心提供的第一代气候模式对 1983~2012 年的月动力延伸预测结果，计算了全国 1 月和 7 月 160 站月平均气温距平预报准确率. 计算方法如下：利用 1983~2012 年全国 160 站月动力延伸预

测温度和观测温度的距平场, 若某站在 30 年(n 年)内预报值和观测值的符号一致的年份数为 m, 则该站点的月动力延伸预报准确率为

$$Ps=\frac{m}{n}\times 100\%. \tag{5}$$

利用(5)式分别计算了月动力延伸预报对 1 月(图 3(a))和 7 月(图 3(b))平均气温的预报准确率的空间分布(计算时段为 1983~2012 年). 由图 3 可知, 7 月份的月动力延伸预报准确率要明显高于 1 月份, 这与 7 月 MTPL(图 2(h))明显高于 1 月 MTPL(图 2(b))很一致. 并且 Ps(prediction score)与 MTPL 在 1(7)月的空间分布型也较为一致. 表明可预报性较低(高)的月份, 月动力延伸预报准确率也较低(高).

3 不同区域月尺度平均气温可预报性的年代际变化

为得到月尺度平均气温可预报性期限的年代际变化特征, 需要滤去年代际以下时间尺度的变率信息. 取 11 年的滑动窗口[32], 采用(2)~(4)式计算窗口区平均的 MTPL, 将其作为窗口区中间年份的 MTPL. 当窗口遍历整个观测序列, 就得到了该站点 MTPL 的年代际变化曲线. 由于滑动窗口取为 11 年, 因此年代际变化曲线范围为 1965~2006 年. 图 4(a)~(e)为地面气温各个年代相对 1965~2006 年平均的 MTPL 距平值的空间分布, 图 4(f)为采用 1965~2006 年序列时段计算得到的气候月尺度平均气温可预报性的空间分布.

由图 4(f)可知, 1965~2006 年这段时间, 平均来讲我国北方以及西部地区 MTPL 较高, 而黄淮以南大部地区 MTPL 较低. 而在不同年代, 不同区域的 MTPL 有显著变化. 图 4(a)显示, 20 世纪 60 年代, 新疆南部、河套、华北大部及东北北部和南部 MTPL 较气候值(1965~2006 年平均)降低约 2 d, 黄淮及其以南地区的 MTPL 升高约 2 d 以上; 20 世纪 70 年代, 东北、华北大部、西北南部的 MTPL 减少约 2 d, 而全国其余大部地区的 MTPL 增加约 2~4 d; 20 世纪 80 年代, 东北、江南东部、西藏东部的 MTPL 降低约 2 d, 而全国其余大部地区的 MTPL 升高约 2~4 d; 20 世纪 90 年代, 我国中西部大部地区的 MTPL 降低约 2 d, 而北方和东部大部地区 MTPL 升高约 2~4 d, 其中东北局部地区 MTPL 升高达 4~6 d; 2000 年以后, 我国西部大部地区的 MTPL 降低约 2 d, 其中新疆南部降低 2~4 d, 而全国其余大部地区的 MTPL 升高约 2 d, 其中东北部分地区升高约 4~6 d.

整体而言, 东北地区在 20 世纪 90 年代之后 MTPL 有明显的提高, 而全国其余地区的 MTPL 的年代际变化比较复杂. Ding 等人[32]对各层位势高度的天气尺度可预报性的年代际变化的分析发现, 1953~2000 年间, 天气尺度可预报性在欧亚大陆的中高纬度地区有明显的下降趋势. 而中国区域 MTPL 呈现出更加复杂的年代际变化特征, 值得进一步分析.

为了更好地分析不同区域 MTPL 的年代际变化特征, 将全国划分为 5 个子区域(图 5), 分别计算各区域平均的 MTPL, 获得每个区域 MTPL 的年代际变化曲线(图 6 中实线).

分别为西北区(Ⅰ区, 73°~105°E, 34°~50°N)、西南区(Ⅱ区, 79°~105°E, 21°~34°N)、东北区(Ⅲ区, 105°~135°E, 38°~54°N)、黄淮区(Ⅳ区, 105°~123°E, 31°~38°N)、南方区(Ⅴ区, 105°~123°E, 18°~31°N)

图 6 表明不同区域月尺度平均气温可预报性 MTPL 具有不同的年代际变化特征. 我国西北地区的 MTPL(Ⅰ区, 图 6(a))在 20 世纪 60 年代中期开始下降,

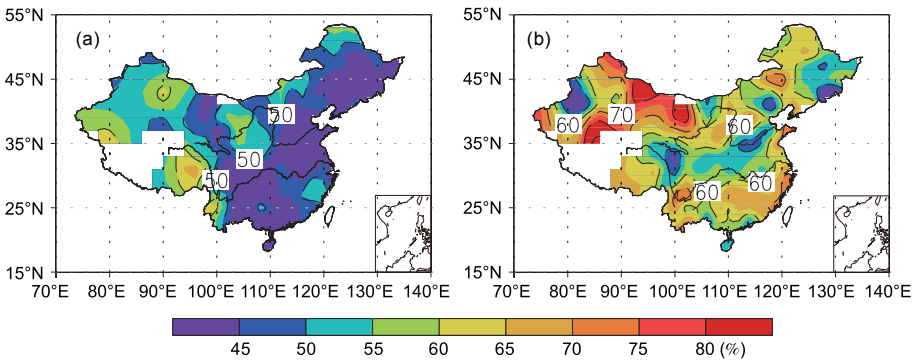

图 3 月动力延伸预报对 1 月(a)和 7 月(b)平均气温的预报准确率(Ps)的空间分布

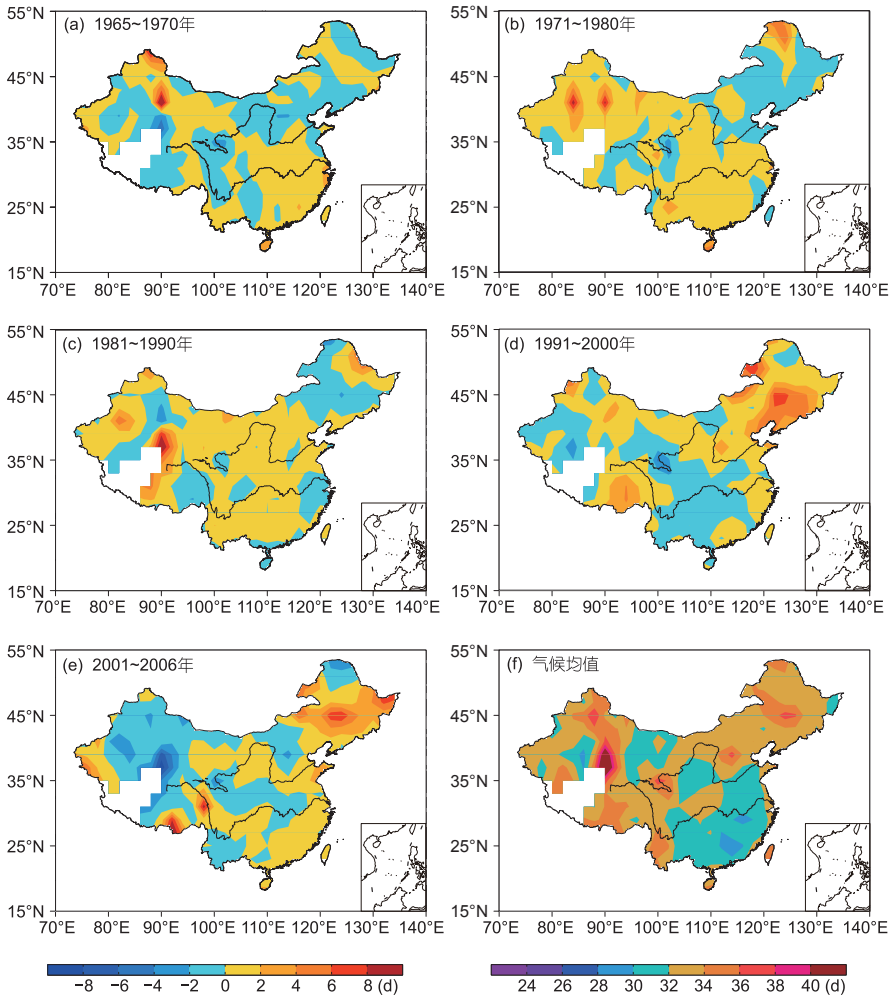

图 4　不同年代((a)~(e))MTPL 距平的空间分布以及气候平均值(f)

左边色标代表各个年代距平值，右边色标代表 1965~2006 年气候平均值

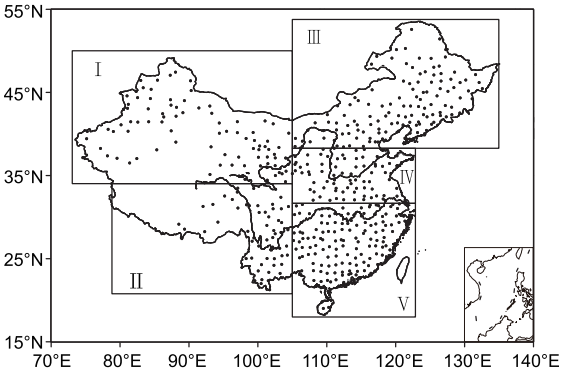

图 5　分析年代际变化采用的 5 个子区域示意图

到 70 年代中期缓慢回升，80 年代初期之后持续下降，20 世纪末之后缓慢回升. 我国西南(Ⅱ区，图 6(b))和黄淮地区(Ⅳ区，图 6(d))的 MTPL 在 1980 年以来 MTPL 有缓慢下降的变化趋势，但变化不显著. 东北地区(Ⅲ区，图 6(c))MTPL 的年代际变化尤其明显，在 80 年代以来 MTPL 持续上升，而 2000 年之后，明显下降；经过滑动 *t* 检验和 *M-K* 检验的气候突变检验分析，均发现东北地区的 MTPL 在 1986 年出现气候突变(通过 0.01 的信度检验). 南方区(Ⅴ区，图 6(e))的 MTPL 在 80 年代初期开始下降，到 90 年代中期开始上升，目前处于可预报性增大的阶段. 就全国平均而言(图 6(f))，从 70 年代以来，MTPL 总体具有上升的年代际变化趋势，在 2000 年前后出现下降的趋势.

为了进一步分析本文计算的不同区域 MTPL 年代际变化特征的可能原因，又计算了各个区域的月尺度气温持续性预报准确率的年代际变化(图 6 中虚线)进行对比. 具体计算过程如下：利用全国 1960~2011 年中国区域 518 站的逐日平均气温，去掉趋势项后求出月平均气温距平序列，将本月的气温距平

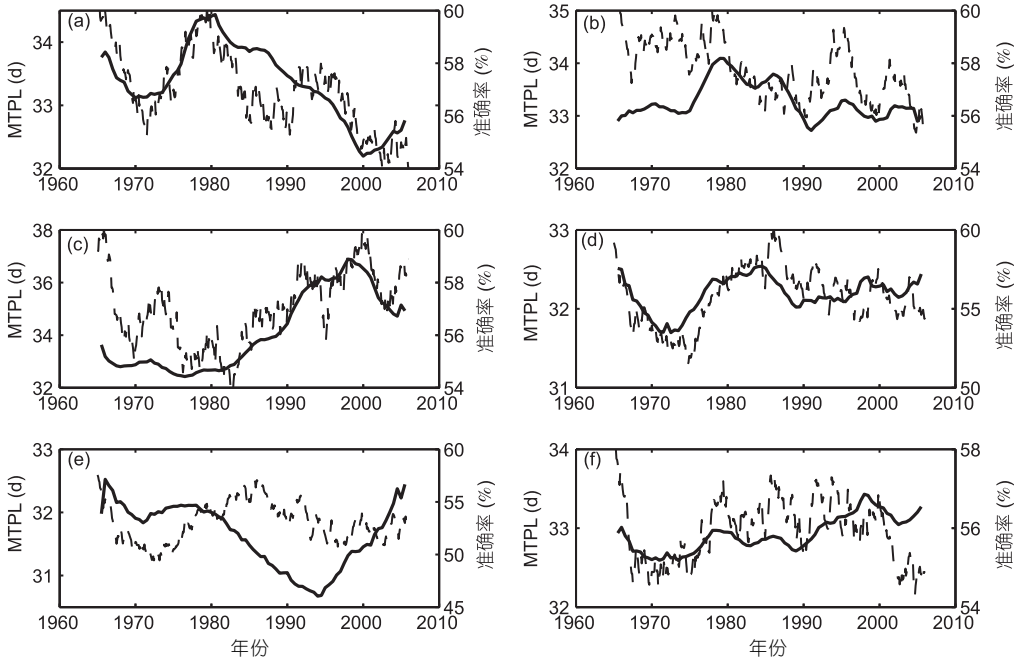

图 6 各区平均的 MTPL(实线)及持续性预报准确率(虚线)的年代际变化曲线图

(a)~(e)分别为Ⅰ~Ⅴ区, (f)为全国, MTPL 做了 9 点平滑, 持续性预报准确率做了 11 年平滑

作为下个月的气温距平预报值, 若区域内预报值和实测值的符号一致的站点数为 M, 区域内总的站点数为 N, 则该月份的持续性预报准确率为

$$Ps = \frac{M}{N} \times 100\%, \tag{6}$$

进而可得到 1965~2006 年月平均气温持续性预报准确率的年代际变化曲线.

比较图 6 中的实线和虚线可以看出, 西北区和黄淮区(图 6(a), (d))气温持续性预报准确率的年代际变化与 MTPL 的年代际变化呈现较一致的变化趋势; 东北区(图 6(c))在 20 世纪 80 年代之后两者的变化趋势比较一致; 西南区(图 6(b))在 20 世纪 80~90 年代比较一致, 而其余时段差异较大; 南方区(图 6(e))预报准确率的年代际变化与 MTPL 的年代际变化几乎相反. 可见, 有的区域的 MTPL 的年代际变化与气温持续性的变化趋势是一致的, 而有的区域 MTPL 的年代际变化原因比较复杂. 从图 6 还可以看出, 目前 5 个区域中除去南方区(图 6(e))外, 其余区域的 MTPL 和月尺度气温持续性预报准确率在进入 21 世纪以后均有不同程度的下降.

4 结论

本文利用我国 1960~2011 年较为密集和完整的 518 个站点逐日气温观测资料, 采用非线性局部 Lyapunov 指数和非线性误差增长理论, 探讨了月尺度平均气温的可预报性, 主要结论如下.

(1) 总体平均而言, 我国北方以及西部地区月尺度平均气温可预报性较高, 而黄淮以南大部地区可预报性较低, 具体到各月还有明显的空间差异.

(2) 我国月尺度平均气温可预报性在 12 月到次年 5 月的冬半年相对较低, 而在 6~11 月的夏半年比较高. 这可能与我国的季风气候以及造成冬季风变率和夏季风变率的大尺度环流特征的差异有密切关系.

(3) 从全国平均来看, 20 世纪 70 年代以来, 月尺度平均气温可预报性总体具有上升的年代际变化趋势, 在 2000 年前后出现下降的趋势. 但是不同区域月尺度平均气温可预报性具有不同的年代际变化特征, 特别是我国东北、西北和华南地区具有比较显著的年代际变化. 西北、黄淮、东北的可预报性的年代际变化可能与气温的持续性有关. 进入 21 世纪, 除了华南区域外, 全国大部分地区月尺度平均气温可预报性有下降的趋势.

上述结果仅仅是对月尺度平均气温可预报性的初步认识, 初步了解中国哪些区域的气温具有较高的可预报性, 哪些区域气温的可预报性较低, 从而为气候预测提供一定的科学参考. 对于影响我国不同

区域月尺度平均气温可预报性的原因及其物理机制还需要进一步研究. 本研究主要依据数据自身的演变规律, 来定量化讨论气温预测的可预报性. 因此, 数据资料的处理方式, 如去掉线性趋势和 31 d 滑动平均等, 很可能会对计算结果产生一定的影响, 这个问题将另文进行详细分析.

参考文献

1 Zhai P, Pan X. Trends in temperature extremes during 1951–1999 in China. Geophys Res Lett, 2003, 30: 1913
2 Schär C, Vidale P L, Lüthi D, et al. The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. Nature, 2004, 427: 332–336
3 杨柳妮, 武炳义. 东亚冬季气温的年代际变化及其可能成因分析. 科学通报, 2013, 58: 2728–2736
4 王会军, 陈丽娟, 李维京, 等. 中国区域月平均温度和降水的模式可预报性分析. 气象学报, 2007, 65: 725–732
5 Kang I-S, Jin E K, An K-H. Secular increase of seasonal predictability for the 20th century. Geophys Res Lett, 2006, 33: L02703, doi: 10.1029/2005GL024499
6 李建平, 丁瑞强, 陈宝花. 大气可预报性研究的回顾与展望. 见: 国家自然科学基金委员会地球科学部, 中国科学院资源环境科学与技术局, 中国气象局科技发展司, 等, 编. 21 世纪初大气科学前沿与展望——第四次全国大气科学前沿学科研讨会论文集. 北京: 气象出版社, 2006. 96–103
7 Madden R A. Estimates of the natural variability of time-averaged sea-level pressure. Mon Weather Rev, 1976, 104: 942–952
8 Shukla J, Gutzler D S. Interannual variability and predictability of 500 mb geopotential heights over the northern hemisphere. Mon Weather Rev, 1983, 111: 1273–1279
9 Ying K R, Zheng X G, Quan X W, et al. Predictable signals of seasonal precipitation in the Yangtze-Huaihe river valley. Int J Climatol, 2013, 33: 3002–3015
10 Thompson P D. Uncertainty of initial state as a factor in the predictability of large-scale atmospheric flow patterns. Tellus, 1957, 9: 275–295
11 Lorenz E N. A study of the predictability of a 28-variable atmospheric model. Tellus, 1965, 17: 321–333
12 Lorenz E N. Atmospheric predictability experiments with a large numerical model. Tellus, 1982, 34: 505–513
13 穆穆, 段晚锁. ENSO 可预报性研究的一个新方法: 条件非线性最优扰动. 科学通报, 2003, 48: 747–749
14 穆穆, 段晚锁. 条件非线性最优扰动及其在天气和气候可预报性研究中的应用. 科学通报, 2005, 50: 2695–2701
15 Mu M, Duan W S, Wang J C. The predictability problems in numerical weather and climate prediction. Adv Atmos Sci, 2002, 19: 191–204
16 Mu M, Duan W S, Chou J F. Recent advances in predictability studies in China (1999–2002). Adv Atmos Sci, 2004, 21: 437–443
17 郑飞, 王慧, 朱江. 初始误差和模式误差对 ENSO 集合预报的影响. 科学通报, 2009, 54: 2395–2401
18 陈宝花, 李建平, 丁瑞强. 非线性局部 Lyapunov 指数与大气可预报性研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2006, 36: 1068–1076
19 Ding R Q, Li J P. Nonlinear finite-time Lyapunov exponent and predictability. Phys Lett A, 2007, 364: 396–400
20 丁瑞强, 李建平. 天气可预报性的时空分布. 气象学报, 2009, 67: 343–354
21 Li J P, Ding R Q. Temporal-spatial distribution of atmospheric predictability limit by local dynamical analogs. Mon Weather Rev, 2011, 139: 3265–3283
22 李建平, 丁瑞强. 短期气候可预报期限的时空分布. 大气科学, 2008, 32: 975–986
23 乐群, 曹俊武. 中国月平均温度的气候噪声和潜在可预报性. 气象学报, 1999, 57: 605–612
24 赵晓川. 中国月季平均温度和降水量的潜在可预报性估计. 硕士学位论文. 南京: 南京信息工程大学, 2008. 7–27
25 唐国利, 丁一汇, 王绍武, 等. 中国近百年温度曲线的对比分析. 气候变化研究进展, 2009, 5: 71–78
26 李维京, 张培群, 李清泉, 等. 动力气候模式预测系统业务化及其应用. 应用气象学报, 2005, 16: 1–11
27 丁瑞强, 李建平. 误差非线性的增长理论及可预报性研究. 大气科学, 2007, 31: 571–576
28 丁瑞强, 李建平. 非线性误差增长理论在大气可预报性中的应用. 气象学报, 2009, 67: 242–249
29 Wang B. Rainy season of the Asian-Pacific summer monsoon. J Clim, 2002, 15: 386–398
30 Wu B Y, Handorf D, Dethloff K, et al. Winter weather patterns over northern Eurasia and Arctic sea ice loss. Mon Weather Rev, 2013, 141: 3786–3800
31 Yang X Q, Anderson J L, Stern W F. Reproducible forced modes in AGCM ensemble integrations and potential predictability of atmospheric seasonal variations in the extratropics. J Clim, 1998, 11: 2942–2959
32 Ding R Q, Li J P, Ha K J. Trends and interdecadal changes of weather predictability during 1950s–1990s. J Geophys Res, 2008, 113: D24112, doi: 10.1029/2008JD010404