

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 (4): 975~986

Li Jianping, Ding Ruiqiang. Temporal-spatial distributions of predictability limit of short-term climate. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2008, 32 (4): 975~986

短期气候可预报期限的时空分布

李建平 丁瑞强

中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

摘 要 在非线性误差增长理论的基础上, 研究了位势高度场与温度场月和季节时间尺度可预报期限的时空分布特征, 结果表明: (1) 在 500 hPa 位势高度场上, 年平均月和季节尺度可预报期限的空间分布都存在明显的南北经向性差异, 其中在热带地区月和季节尺度可预报期限都为最大, 月尺度可预报期限都在 6 个月以上, 其中最高值超过了 9 个月, 而季节尺度可预报期限基本上都在 8 个月以上, 其中最高值超过了 11 个月; 从热带地区到南北半球中纬度地区, 随着纬度的升高, 月和季节尺度可预报期限也迅速减少。(2) 在 500 hPa 位势高度场上, 月和季节尺度可预报期限的空间分布都有明显的季节变化。冬季月和季节尺度可预报期限除了在热带地区较大外, 在北太平洋和邻近的北美西北部地区、北大西洋地区以及南极地区, 冬季月和季节尺度可预报期限也相对周围地区较高。夏季除了北非和西亚地区月和季节尺度可预报期明显大于冬季以外, 大部分地区月和季节尺度可预报期限比冬季明显减少。(3) 500 hPa 温度场月和季节尺度可预报期限的空间分布以及随季节的变化特征基本上与高度场相同, 只是在热带大部分地区, 高度场相对温度场来说月和季节尺度可预报性更高, 更适合用来作长期预报。

关键词 可预报性 月尺度 季节尺度 外界强迫

文章编号 1006-9895 (2008) 04-0975-12

中图分类号 P461

文献标识码 A

Temporal-Spatial Distributions of Predictability Limit of Short-Term Climate

LI Jianping and DING Ruiqiang

State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract Based on the nonlinear error growth dynamics introduced by the authors recently, the temporal-spatial distributions of predictability limit of monthly and seasonal mean geopotential height and temperature fields are investigated. The results are summarized as follows: (i) For the 500-hPa height field, the predictability limit of monthly and seasonal means shows obvious differences between the tropics and middle-high latitudes. The predictability limit of monthly and seasonal means is largest in the tropics, and decreases quickly from the tropics to middle-high latitudes of southern and northern hemispheres. In the tropics, the predictability limit of monthly means is beyond 6 months with the maximum value exceeding 9 months, and the predictability limit of seasonal means is beyond 8 months with the maximum value exceeding 11 months. However, in mid-high latitudes, the predictability limit of monthly means is only 2-3 months, and the predictability limit of seasonal means is only 4-5 months. (ii) The spatial distributions of predictability limit of monthly and seasonal means vary obviously with season. In winter, the

收稿日期 2008-03-07, 2008-03-17 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展规划计划项目 2006CB403600, 国家自然科学基金资助项目 40325015、40675046

作者简介 李建平, 男, 1969 年出生, 博士, 研究员, 主要从事气候动力学、季风、环状模和可预报性等方面的研究。

E-mail: ljp@lasg.iap.ac.cn

predictability limit of monthly and seasonal means is large in the other regions besides the tropics, including the North Pacific, the North Atlantic, and Antarctic, where the predictability limit is much higher than that in summer. In summer, the predictability limit of monthly and seasonal means decreases in the most regions except North Africa and West Asia. (iii) Temporal-spatial distributions of predictability limit of monthly and seasonal mean 500-hPa temperature fields are similar to those of 500-hPa geopotential height field. In the most tropical regions, however, the predictability limit of 500-hPa geopotential height field is higher than that of 500-hPa temperature field, thus the former is more applicable as the long-term predictand than the latter.

Key words predictability, monthly means, seasonal means, external forcings

1 引言

大气是一个多时空尺度的系统,这种特性决定了大气的可预报性必然具有强的时空依赖性。李建平和丑纪范^[1]指出大气的可预报性遵循单调性原理,即在相同的初始特征和外源强迫特征条件下,时空尺度较大的系统具有较大的可预报性。气象学家通过数值试验、资料分析和动力学分析,对天气时间尺度可预报性问题作了许多工作,天气时间尺度的可预报上限约为两周^[2],已成为气象工作者的共识。超过天气时间尺度的可预报上限,大气瞬态状态变得不可预报,但是对于较长时间尺度的平均值,例如月或季节尺度内大气环流的演化特征,人们可以对它们作出一定精度的预报,这自然引出了长期预报的可预报性问题,即环流或气象要素月或季平均值的可预报性。一般认为,月和季节平均环流场的可预报性期限显然比天气尺度的2周左右要长^[3],但长期预报的可预报性的上限迄今没有成熟的理论,许多研究表明6~12个月可能是月和季节平均预报的上限^[4~6]。

目前在定量估计大气可预报时效研究中使用最多的方法主要有两种:一个是利用数值模式进行数值试验的方法^[7~10],另一个就是利用非线性动力系统理论的方法^[11~13]。由于目前数值模式本身的局限性,其所估计出的可预报性并非是实际大气的属性;同时,目前数值模式还无法对气候可预报性做出很好的估计。因此,利用数值模式估计可预报性的方法并非是确定实际大气可预报性的最有效方法。非线性动力系统理论的方法是从动力系统理论(Lyapunov稳定性理论)和初始误差增长的观点出发来研究可预报性问题。过去为了避开非线性处理的困难,都假设初始扰动无穷小,误差的演化近似满足切线性方程,属于线性误差增长理论的范畴。已有的研究表明,线性误差增长理论在可预报性研

究中存在很大的缺陷和不足^[14, 15]。针对线性误差增长理论在可预报性研究中的局限性,近年来李建平等^[16, 17]和丁瑞强等^[18, 19]提出了非线性误差增长理论来定量估计可预报性期限,对非线性系统的误差发展方程不作线性化近似来研究初始误差的发展,在此基础上引入了非线性局部Lyapunov指数的概念,其研究结果表明:对于一般的混沌系统,非线性误差增长理论能够有效地确定不同大小初始误差的可预报期限,较线性误差增长理论有明显的优越性,更适合于可预报性的研究。为了将非线性误差增长理论应用到大气实际的可预报性研究中,结合大气的动力学特征,他们给出了利用大气某个物理量的实际观测资料估计其可预报期限的计算方法,在此基础上,对天气尺度可预报性的时空分布特征进行了较为系统的研究^[20, 21]。

将非线性误差增长理论应用于大气实际的可预报性研究为大气可预报性的研究提供了一个新的思路,不仅可以用来研究天气时间尺度可预报性特征,还可以尝试将其应用于更长时间尺度运动的可预报期限的确定。本文正是在作者近期工作的基础上,利用NCEP/NCAR再分析资料,将非线性误差增长理论的应用范围扩展到月和季节时间尺度(本文中的短期气候即是指这样的时间尺度)可预报性的研究,分析位势高度场和气温场月和季节时间尺度可预报性的时空分布特征。

2 资料和方法

本文所用资料为1948~2005年一日四次的NCEP/NCAR的位势高度场和气温场资料,水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。为了得到时间尺度为 L 天的资料序列,需要首先对每个格点一日四次的原始资料序列进行 L 天的滑动平均处理;例如,如果对每个格点一日四次的原始资料序列进行30天的滑动平均处理,则可以得到月平均尺度的资料序列。对

于平均量,我们也可以定义非线性局部 Lyapunov 指数 λ_L 如下:

$$\lambda_L(\mathbf{x}_L(t_0), \boldsymbol{\delta}_L(t_0), \tau) = \frac{1}{\tau} \ln \frac{\|\boldsymbol{\delta}_L(t_0 + \tau)\|}{\|\boldsymbol{\delta}_L(t_0)\|}, \tag{1}$$

其中, $\mathbf{x}$ 是 n 维非线性动力系统 $\mathrm{d}\mathbf{x}(t)/\mathrm{d}t = \mathbf{F}[\mathbf{x}(t)]$ 解的平均量, L 是平均量的时间尺度, t_0 是初始时刻, $\boldsymbol{\delta}$ 是平均量的误差扰动, τ 是演化时间. 首先,我们希望从整体上考察初始误差的演化,因此引入关于平均量的整体系综平均的非线性局部 Lyapunov 指数:

$$\bar{\lambda}_L(\boldsymbol{\delta}_L(t_0), \tau) = \langle \lambda_L(\bar{\mathbf{x}}_L(t_0), \boldsymbol{\delta}_L(t_0), \tau) \rangle_N, \tag{2}$$

其中, $\langle \rangle_N$ 表示 N ($N \rightarrow \infty$) 个样本的集合平均; 平均量的误差平均相对增长可由下式表示:

$$\bar{E}_L(\boldsymbol{\delta}_L(t_0), \tau) = \exp(\bar{\lambda}_L(\boldsymbol{\delta}_L(t_0), \tau)\tau). \tag{3}$$

对于一个混沌系统,仿照非平均量的情形^[20],也可证明概率收敛定理

$$\bar{E}_L(\boldsymbol{\delta}_L(t_0), \tau) \xrightarrow{P} c \quad (N \rightarrow \infty), \tag{4}$$

这里, c 被看作是 $\bar{E}_L(\boldsymbol{\delta}_L(t_0), \tau)$ 的理论饱和值. 当

误差增长达到饱和时,系统处于随机状态,可预测信息完全丢失. 即存在一个时间 T_P 使得误差平均相对增长

$$\bar{E}_L(t) = \exp(\bar{\lambda}_L t) = c, \text{ 对 } \forall t \geq T_P. \tag{5}$$

因此, T_P 即为平均的可预报期限. 上述表明,对于平均量的资料序列可类似应用确定天气时间尺度可预报期限的方法^[20, 21]来确定其可预报期限.

另外需要说明的是,由于大气的长期变化明显要受到海温、海冰、土壤湿度、积雪分布等缓慢变化的外界强迫的影响,大气实际资料的长期变化实际上包含了外界强迫的缓慢变化信息,因此利用大气实际资料所得到的较长时间尺度可预报性实际上包含了依赖于初值条件的动力学可预报性和外界强迫影响下的可预报性两个方面.

3 月和季节尺度可预报期限的水平分布

3.1 500 hPa 位势高度场月和季节尺度可预报期限的空间分布

图 1a、b 给出了 500 hPa 位势高度场月尺度可

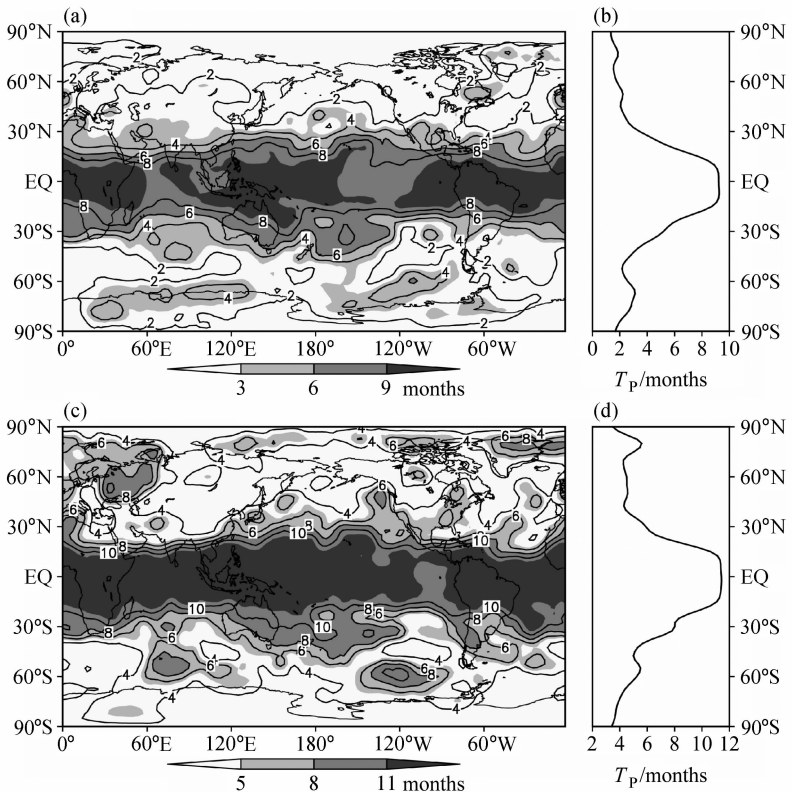


图 1 500 hPa 位势高度场可预报期限的年平均空间分布 (a、c) 及纬向平均分布 (b、d): (a、b) 月尺度; (c、d) 季节尺度
Fig. 1 (a, c) Annual mean distributions of the predictability limit of 500-hPa geopotential height and (c, d) their zonal mean at (a, b) monthly and (c, d) seasonal time scales

预报期限的年平均空间分布及其纬向平均分布,从图中可见,15°S~15°N 的热带地区月尺度可预报期限最大,都在 6 个月以上,其中最高值超过了 9 个月;从赤道地区到南北半球中纬度地区,随着纬度的升高,月尺度可预报期限迅速减少,在南北纬 30° 附近,月尺度可预报期限已经减小为 2 个月左右;从南北半球的中纬度地区到极地地区,月尺度可预报期限基本相同,均很低,为 2 到 3 个月左右。

500 hPa 位势高度场季节尺度可预报期限的年平均空间分布及其纬向平均分布(图 1c、d)总体上与月尺度的类似,不过前者基本大于后者。季节尺度可预报期限也是在热带地区最大,基本上在 8 到 11 个月之间,随着纬度的升高,其值迅速减少,在南北纬 30° 附近,已减小为 4 个月左右。另外,值得注意的是,在南北半球的高纬度地区出现了一些季节尺度可预报期限的局地高值中心,例如在北半球格陵兰岛的北部季节尺度可预报期限超过了 4 个月,超过了同纬度其他地区的可预报期限,这对区域气候预测是一个有意义的信息。

3.2 500 hPa 温度场月和季节尺度可预报期限的空间分布

500 hPa 温度场年平均的月和季节尺度可预报期限空间分布(图 2a、c)的总体特征与 500 hPa 高度场(图 1a、c)相似,500 hPa 温度场上月和季节尺度可预报期限最大值也是出现在热带地区,但是热带地区月和季节尺度可预报期限高值区分布相对比较零散,其范围要远小于 500 hPa 高度场的,因此在热带大部分地区 500 hPa 高度场相对于温度场来说月和季节尺度可预报性更高,更适合用来作长期预报。从热带地区到南北半球的中纬度地区,与 500 hPa 高度场相一致,500 hPa 温度场上月和季节尺度可预报期限也明显减小,而在南北半球的中高纬度地区,月和季节尺度可预报期限随纬度基本上也变化不大。

3.3 讨论

一般认为,月或季节尺度可预报性是由依赖于初值条件的动力学可预报性和海温、海冰、土壤湿度、积雪分布等缓慢变化的外界强迫影响下的可预报性两个方面为基础构成的^[22~26]。在热带地区,

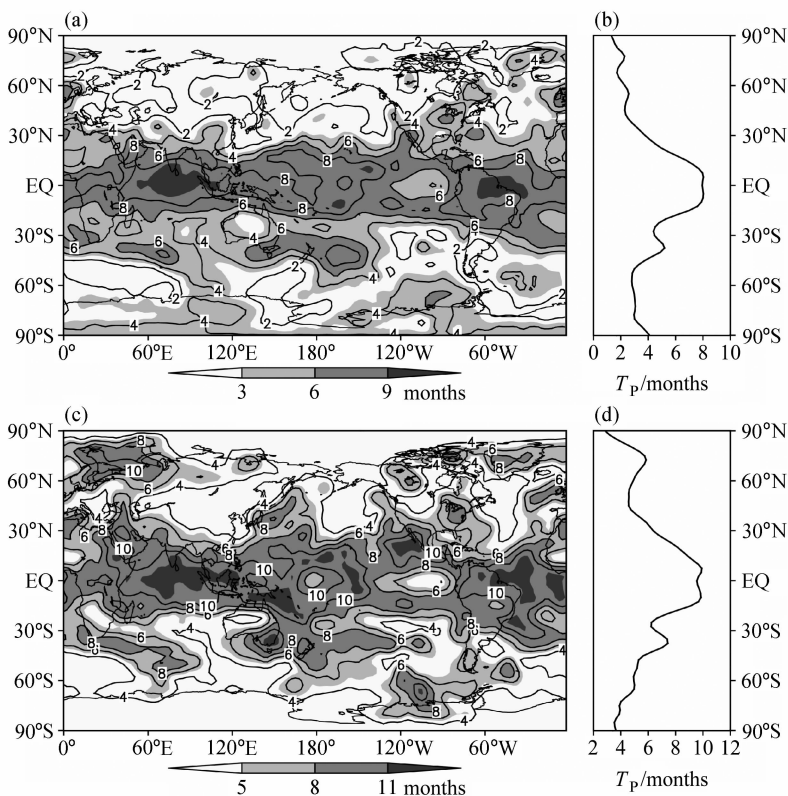


图 2 同图 1, 但为 500 hPa 温度场

Fig. 2 Same as Fig. 1, but for 500-hPa temperature field

缓慢变化的海温等外界强迫对热带大气有非常显著的影响，这种影响可以持续数月而不是几天，从而使热带地区具有较大的月或季节尺度可预报性。然而，在热带以外地区，下边界对大气的强迫作用同大气内部自身不稳定以及由非线性动力所引起的混沌效应的作用相当，从而使月或季节尺度可预报性大大降低。这可能是前面分析的热带地区和中高纬度地区月或季节尺度可预报期限存在显著差别的重要原因。应该指出的是，尽管在中高纬度地区大气内部的混沌效应比较强，但是如果热带地区海温等外界强迫异常强，例如在强 ENSO 事件的暖或冷位相期间，北太平洋地区和北美地区也被发现季节平均的大尺度环流具有较高的可预报性^[5]。另外，中高纬度地区由于存在着指数循环，阻塞高压的长期维持，太平洋北美型（PNA）等大气遥相关等现象，对月或季节尺度可预报性也有一定的贡献^[4, 27, 28]；同时，在高纬度地区出现了一些季节尺度可预报期限的局地高值中心可能与海冰的作用有关，但其具体成因以及对中高纬度地区季节预测的作用还需要进一步的研究。因此，中高纬度地区月

或季节尺度环流并非像 Madden^[29]所指出的那样完全不可预测，而是可以对月（季节）尺度环流提前作出 1~2 个月（3~4 个月）的预测，在中高纬度的一些局部地区甚至可以作出更长时间的预测（图 1、2）。

4 月和季节尺度可预报期限的季节变化

4.1 500 hPa 位势高度场月和季节尺度可预报期限空间分布随季节变化

图 3 为 500 hPa 位势高度场冬季和夏季月尺度可预报期限的空间分布及纬向平均情况，可以看出，虽与年平均情形（图 1）类似，不过冬、夏季月尺度可预报期限的具体分布还是有很大差别的。对纬向平均而言（图 3b），冬季月尺度可预报期限在热带地区最大，最高值超过了 9 个月；在南极地区可预报期限也相对较高，在 7~8 个月；在南北半球中纬度地区是低值区，分别为 4~5 个月。从空间上看（图 3a），虽然在南半球的中纬度地区（30°S~60°S）冬季月尺度可预报期限出现了一些低值区域，但是也存在一些范围较小的高值区域；在北半

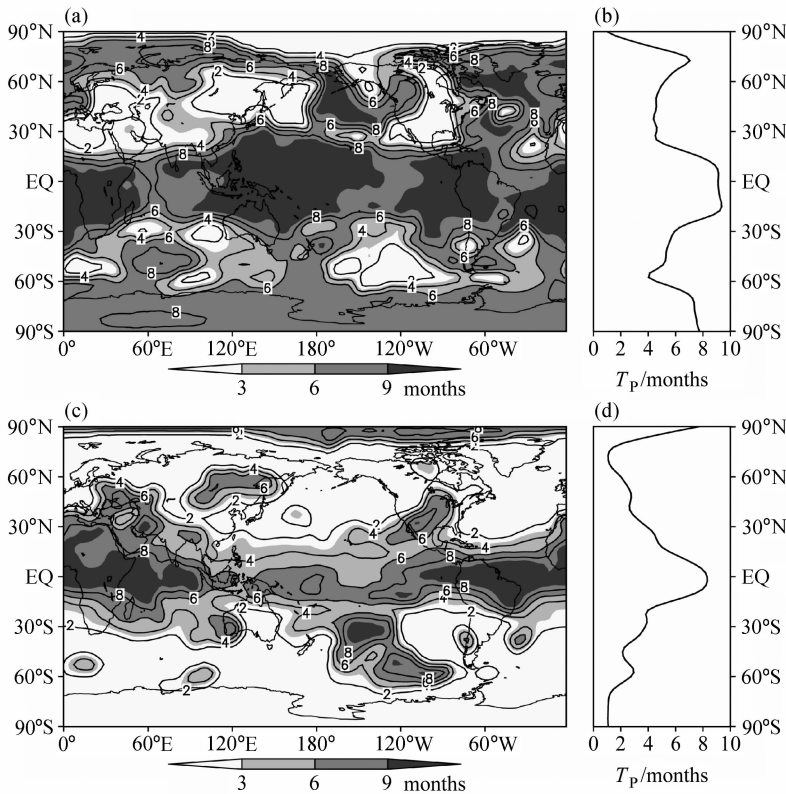


图 3 500 hPa 位势高度场月尺度可预报期限的空间分布(a、c)及纬向平均分布(b、d)：(a、b) 冬季；(c、d) 夏季

Fig. 3 (a, c) Distributions of the predictability limit of monthly 500-hPa geopotential height and (b, d) their zonal mean for (a, b) winter and (c, d) summer

球中高纬度地区,不同区域冬季月尺度可预报期限差别也很大,其中在亚洲和北美洲东部沿岸地区月尺度可预报期限都在 2 个月以下,而在北太平洋和邻近的北美西北部地区、北大西洋地区以及欧亚大陆以北地区月尺度可预报期限基本上都在 6 个月以上,个别区域甚至达到了 8 个月左右,表现出很强的纬向不均匀性和区域特征。夏季(图 3c、d)月尺度可预报期限最大值也是出现在热带地区,不过可

预报期限超过 6 个月的区域范围与冬季相比大大减小,并且位置要偏北一些,主要位于赤道以北的非洲地区和赤道大西洋地区;夏季南极地区月尺度可预报期限要比冬季明显减少,北极地区则正好相反;在南北半球的中高纬度地区,除了在亚洲和北美洲东部沿岸地区夏季月尺度可预报期限大于冬季以外,其他大部分地区夏季都小于冬季的,尤其是冬季月尺度可预报期限的高值中心所在的区域(图 4)。总的来说,500 hPa 位势高度场全球大部分地区(北极除外)的月尺度可预报期限冬季都大于夏季(图 4)。

500 hPa 位势高度场季节尺度可预报期限空间分布的冬、夏变化与月尺度情形十分相似(图 5、6)。在热带地区,冬季(图 5a、b)出现在赤道以南非洲地区的季节尺度可预报期限高值区在夏季(图 5c、d)位置明显北移,致使北非和西亚地区夏季季节尺度可预报期明显大于冬季的;在北半球中高纬度的北太平洋和邻近的北美西北部地区、北大西洋地区以及欧亚大陆以北地区,冬季季节尺度可预报期也都明显比夏季大(图 6);与之相反,亚洲的大部分地区(包括西亚地区)和北美洲的一部分地区,夏季季节尺度可预报期要比冬季大;在南半球

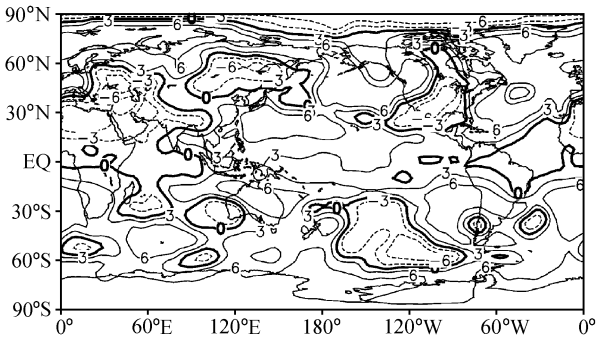


图 4 500 hPa 位势高度场冬季和夏季月尺度可预报期限的差值图(单位:月)

Fig. 4 Difference in the predictability limit (in months) of monthly mean 500-hPa geopotential height field between winter and summer

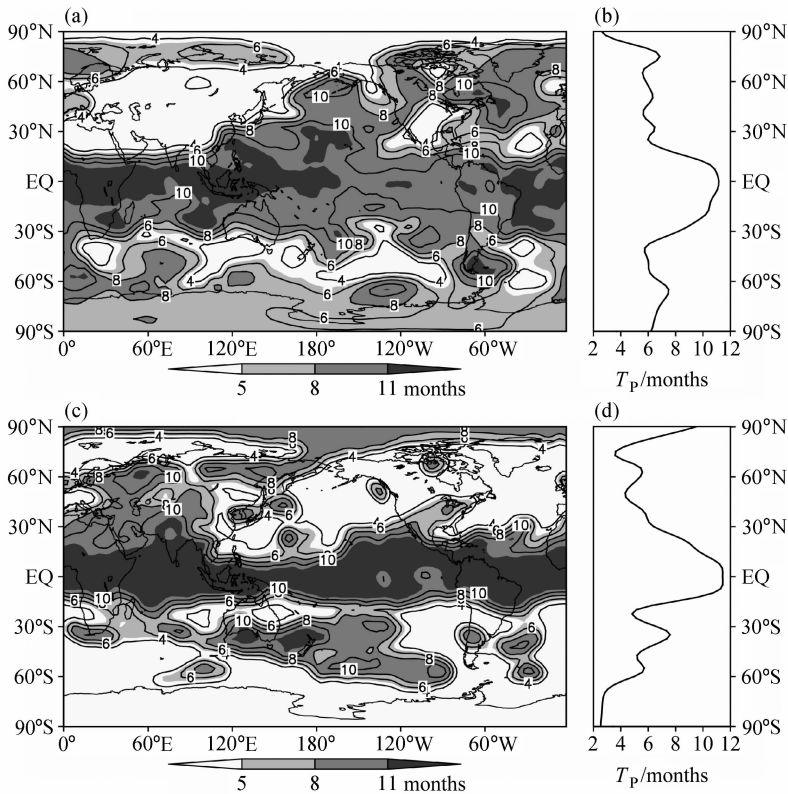


图 5 同图 3, 但为季节时间尺度

Fig. 5 Same as Fig. 3, but for seasonal means

热带外的大部分地区,尤其是南极地区,冬季季节尺度可预报期也要明显地比夏季大。这些区域季节尺度可预报期冬、夏季的变化与月尺度可预报期限都基本上类似。

4.2 500 hPa 温度场月和季节尺度可预报期限空间分布随季节变化

与 500 hPa 高度场相似,500 hPa 温度场的月和季节尺度可预报期限空间分布也有明显的季节变化,不过 500 hPa 温度场月和季节尺度可预报期限空间分布的季节变化特征与 500 hPa 高度场并不完

全相同。500 hPa 温度场冬季月和季节尺度可预报期限都在热带地区最大,但在赤道东太平洋地区月和季节尺度可预报期限都存在前面提到的相对低值区;在南北半球中高纬度地区,500 hPa 温度场冬季月和季节尺度可预报期限相对热带地区都明显减小,但在北太平洋和北大西洋的一部分地区以及欧洲以北的极地地区,冬季月和季节尺度可预报期限相对较大,这些特征在季节尺度可预报期限的空间分布图上表现得更为明显(图 7a、图 8a)。

与冬季相比较,500 hPa 温度场在热带地区夏季月和季节尺度可预报期限都明显减小,夏季月和季节尺度可预报期限的高值区位置都明显北移,在北美洲和欧亚大陆的中高纬度地区出现一些可预报期限的高值区,在这些地区夏季月和季节尺度可预报期限都明显地大于冬季的,其中季节尺度可预报期限高值区在北极地区范围较大,以至于季节尺度可预报期限的纬向平均最大值出现在北极地区,而不是在热带地区(图 7b、8b、9、10)。

4.3 讨论

月和季节尺度可预报期空间分布冬、夏季变化的相似性说明可能决定月和季节尺度可预报性季节

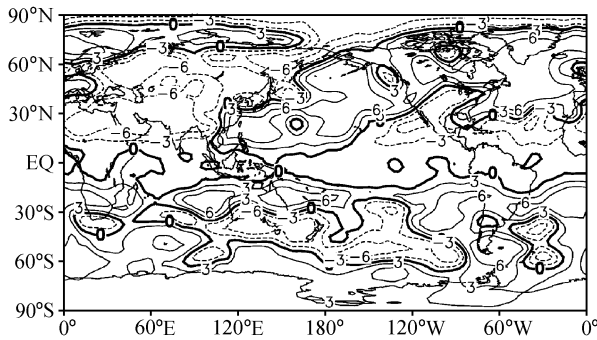


图 6 同图 4, 但为季节时间尺度
Fig. 6 Same as Fig. 4, but for seasonal means

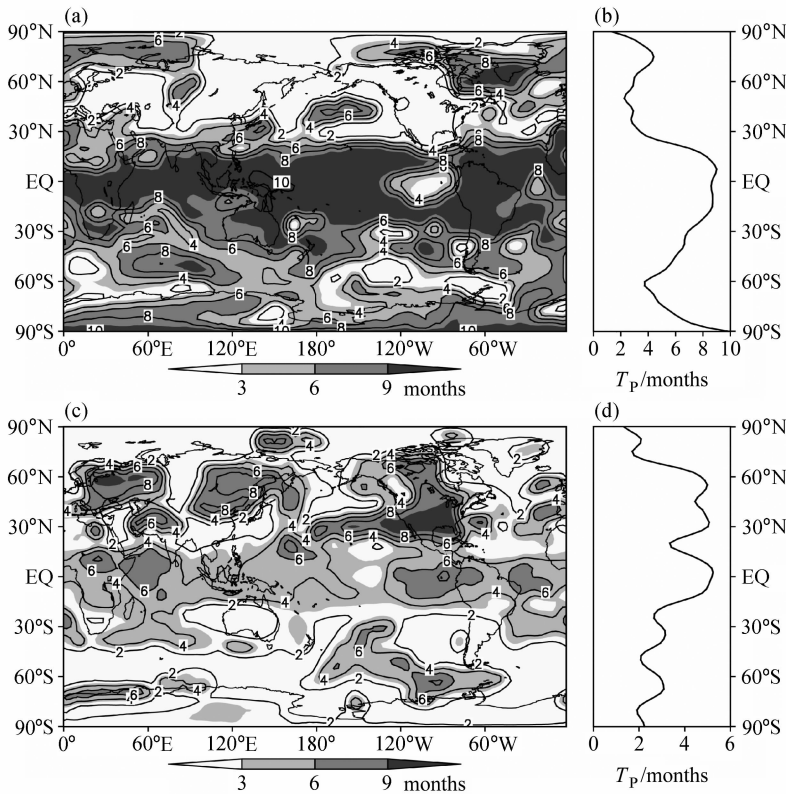


图 7 同图 3, 但为 500 hPa 温度场
Fig. 7 Same as Fig. 3, but for 500-hPa temperature field

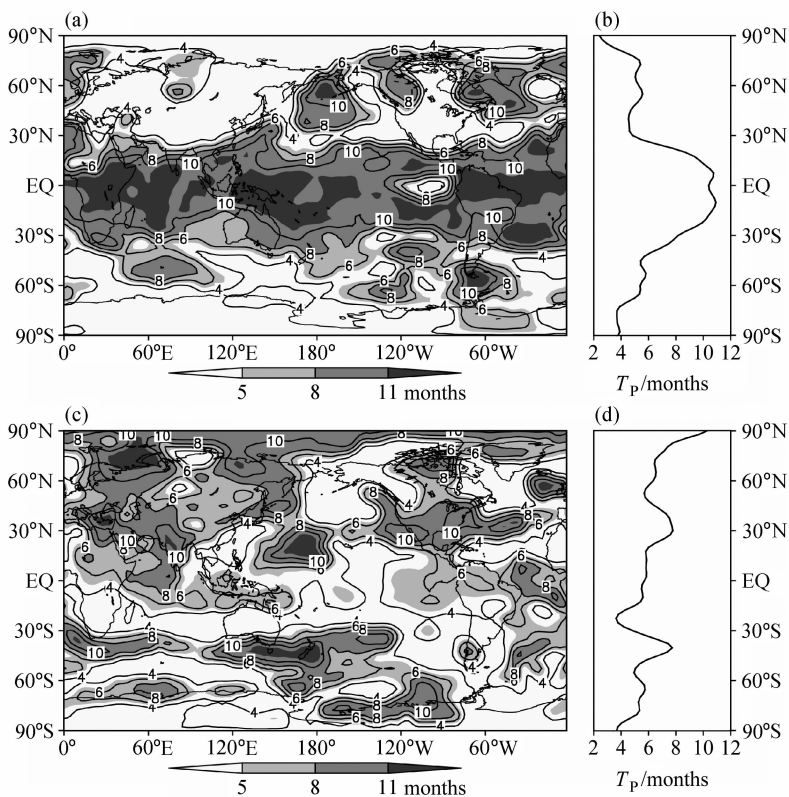


图8 同图5, 但为500 hPa温度场

Fig. 8 Same as Fig. 5, but for 500-hPa temperature field

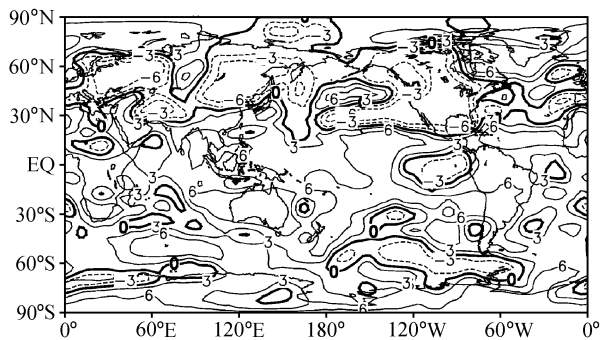


图9 同图4, 但为500 hPa温度场

Fig. 9 Same as Fig. 4, but for 500-hPa temperature field

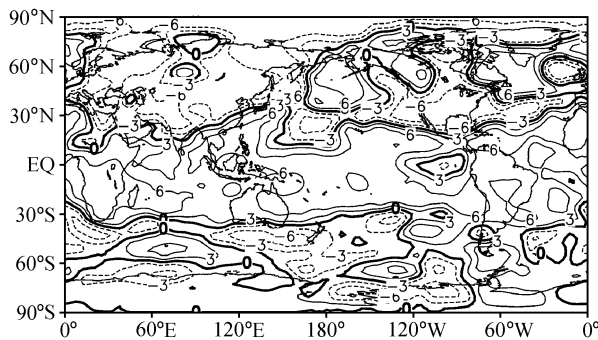


图10 同图6, 但为500 hPa温度场

Fig. 10 Same as Fig. 6, but for 500-hPa temperature field

变化的主要因子是相近的。随着季节变化, 大气平均态以及海温等外界强迫都要发生变化, 由大气平均态决定的大气内部变率和大气对外界强迫的响应也发生变化, 因此决定了月和季节尺度可预报性也发生相应的变化。作为最强的年际时间尺度气候变化信号, ENSO 事件通常在冬季发展到最强^[30]。Kumar 等^[31]的研究结果也表明, 来自于热带太平洋海表温度的外界强迫在冬季比夏季更能有效地引起热带太平洋上空大气的响应; 热带太平洋地区大气对海表温度强迫的响应可以通过大气遥相关对北

太平洋和北美地区的气候变率产生重要影响^[32], 而这种影响被证实冬季相对于夏季更强^[33]。以上这些大气和外强迫随季节的变化可能是在热带太平洋、北太平洋以及北美地区月和季节尺度可预报性冬季大于夏季的重要原因。在亚热带和中高纬度地区的夏季, 土壤湿度、地温等陆地表面条件被发现可以调节大气环流对海表温度异常的响应^[34], 因此可以推测除了热带地区海表温度外, 土壤湿度、地温等陆地外界强迫条件对夏季出现在北非和西亚地区月和季节尺度高的可预报性也有较大的贡献。

对于南极地区冬季月和季节尺度运动存在很强的可预报性, 可能与南极涛动 (AAO) 或南半球环状模 (SAM) [35] 以及南极海冰有关。此外, 在北半球中高纬度的北太平洋和北大西洋地区, 冬季月和季节尺度可预报期都大于夏季的, 可能与冬季 PNA、北大西洋涛动 (NAO) 等大气低频模态强度较强也有

直接的关系。这些推论需要进一步深入分析。

5 月尺度可预报期限的垂直分布

5.1 位势高度场月尺度可预报期限的垂直分布

图 11 给出 9 个给定纬度上位势高度场月尺度可预报期限全年平均的纬向-高度剖面图及其纬向

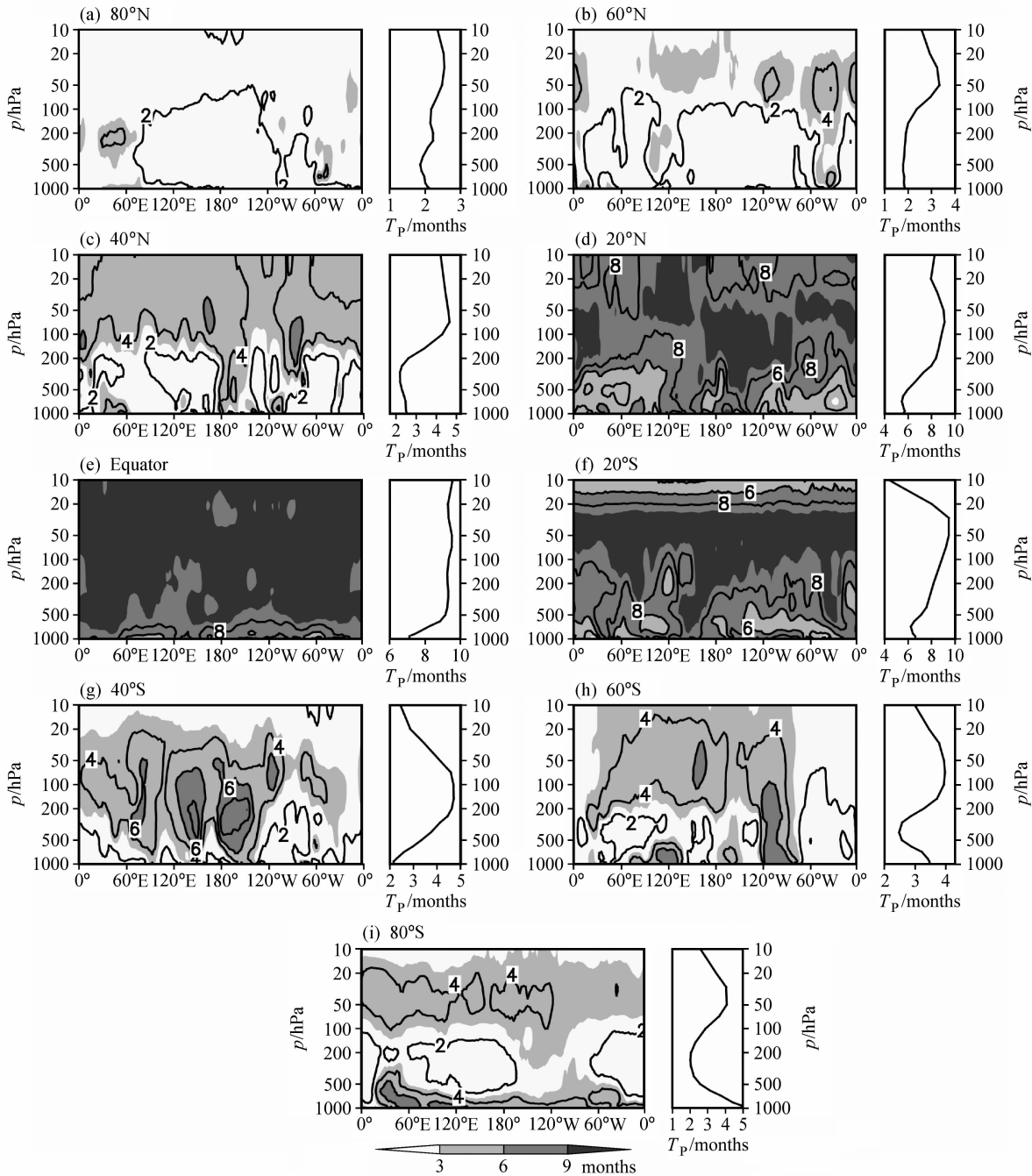


图 11 9 个给定纬度上位势高度场月尺度可预报期限年平均的垂直分布图(左)及其纬向平均随高度的变化(右)
Fig. 11 The longitude-height cross-sections of the annual mean predictability limit of monthly mean 500-hPa geopotential height along the nine different latitudes (left) and the vertical profiles of their zonal means (right)

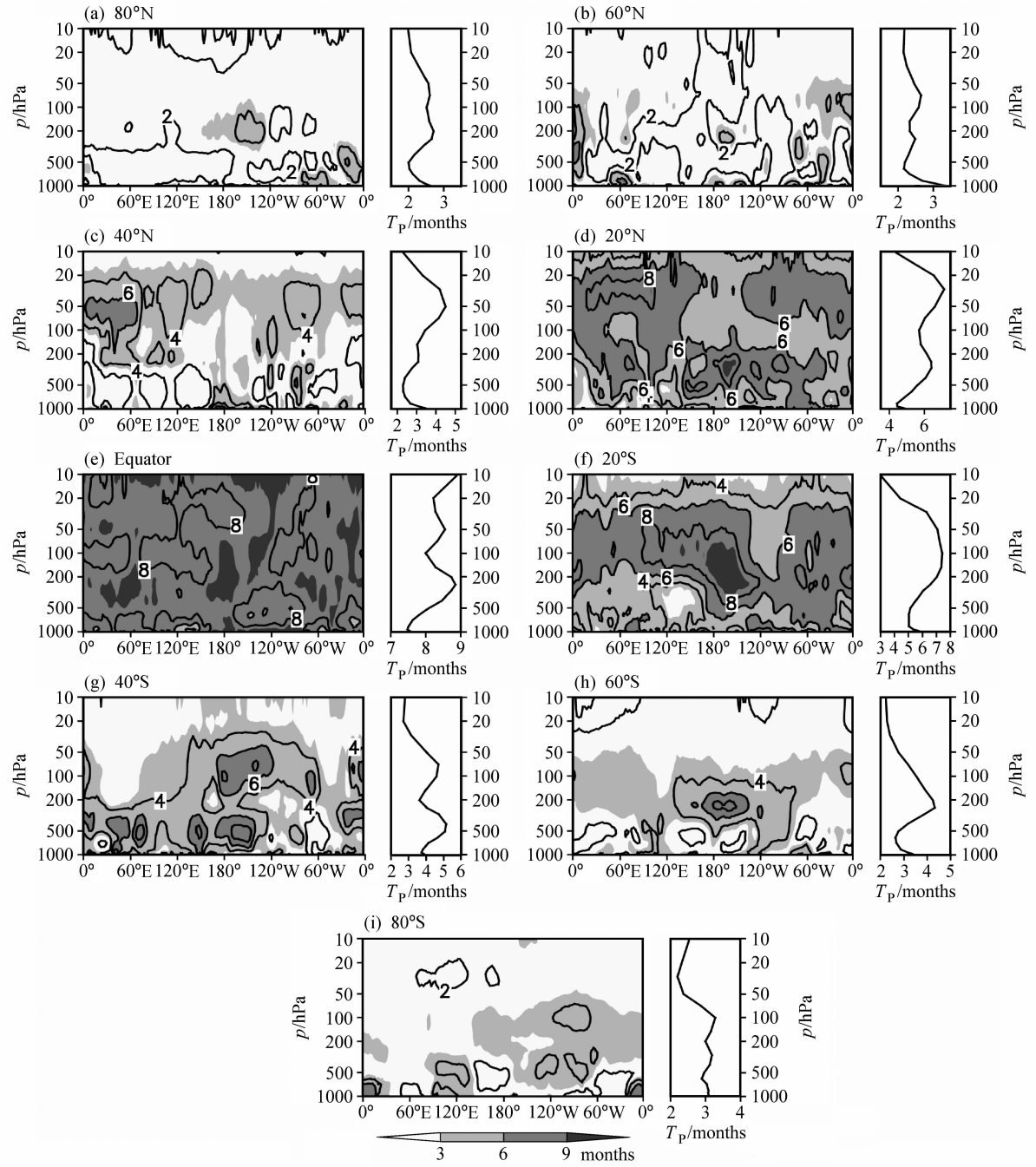


图 12 同图 11, 但为温度场
Fig. 12 Same as Fig. 11, but for the temperature field

平均随高度的变化, 由图可见, 一个总的特征是, 全球各个地区平流层的可预报性基本上要大于对流层的, 说明平流层的大气环流比较稳定, 具有较强的可预报性, 应是气候预测关注的一个重点。除此而外, 热带地区和南北半球中高纬度地区位势高度场的月尺度可预报期限随高度的变化规律并不一致。在热带地区, 由于海温等外界强迫的异常变化

对热带大气有非常显著的影响, 因此对于自对流层到平流层下层的各个高度层来说, 热带地区月尺度可预报期限都相对较大, 其中最大值出现在赤道地区; 赤道地区的月尺度可预报期限在 500 hPa 以下随高度升高而增加, 在 500 hPa 以上月尺度可预报期限基本上不随高度变化, 可预报期限基本保持在 9 个月左右, 这是一个比较有意思的现象; 20°N 月

尺度可预报期限可预报期限最大值出现在 200~50 hPa 附近, 其值可达 8~9 个月, 20°S 月尺度可预报期限可预报期限最大值出现在 30 hPa 附近, 其值可达 9 个月, 可预报期限在 30 hPa 以下随高度增加而增加。

在南北半球中高纬度地区 (80°N、60°N、40°N、40°S、60°S、80°S), 由于外强迫的异常变化对大气环流演变的影响相对减小, 而大气内部动力过程产生的影响明显增大, 因此对于自对流层到平流层下层的各个高度层来说, 月尺度可预报期限都明显比热带地区小; 40°N 和 60°N 可预报期限最大值出现在 50 hPa 附近, 40°S 和 60°S 可预报期限最大值出现在 100 hPa 附近。

5.2 气温场月尺度可预报期限的垂直分布

从图 12 可以看出, 对于自对流层到平流层下层的各个高度层来说, 与高度场相同, 温度场的月尺度可预报期限在热带地区相对较大, 而南北半球中高纬度地区相对较小。赤道地区在对流层出现了一些月尺度可预报期限相对较低的区域, 总体来说, 可预报期限随高度变化幅度不大; 20°N 地区月尺度可预报期限最大值大约出现在 30 hPa 附近, 20°S 地区月尺度可预报期限最大值大约出现在 100 hPa 附近。在南北半球中高纬度地区 (80°N、60°N、40°N、40°S、60°S、80°S), 在某些高度层出现一些可预报期限的相对高值中心, 致使这些高度层平均可预报期限相对于别的高度层要大, 不同纬度可预报期限随高度的变化有所差别。

6 小结

在非线性误差增长理论的基础上, 本文研究了位势高度场月和季节时间尺度可预报期限的时空分布特征, 结果表明:

(1) 在 500 hPa 位势高度场上, 年平均月和季节尺度可预报期限的空间分布都存在明显的南北经向性差异, 其中在热带地区月和季节尺度可预报期限都为最大, 月尺度可预报期限都在 6 个月以上, 其中最高值超过了 9 个月, 而季节尺度可预报期限基本上都在 7 个月以上, 其中最高值超过了 9 个月; 从热带地区到南北半球中纬度地区, 随着纬度的升高, 月和季节尺度可预报期限也迅速减少。热带地区与中高纬度地区月和季节尺度可预报性的差异是与各自地区大气内部动力学以及由其导致的大

气对外界强迫响应的差异是一致的。

(2) 在 500 hPa 位势高度场上, 月和季节尺度可预报期限的空间分布都有明显的季节变化。冬季月和季节尺度可预报期限除了在热带地区较大外, 在北太平洋和邻近的北美西北部地区、北大西洋地区、欧亚大陆以北地区以及南极地区, 冬季月和季节尺度可预报期限也相对周围地区较高。夏季大部分地区月和季节尺度可预报期限比冬季明显减少, 但是由于冬季出现在赤道以南非洲地区的月和季节尺度可预报期限高值区在夏季位置明显北移, 致使北非和西亚地区夏季季节尺度可预报期明显大于冬季的。月和季节尺度可预报期限空间分布的季节变化可能是由大气平均态以及海温等外界强迫随季节的变化导致的。

(3) 自对流层到平流层下层的各个高度层来说, 热带地区位势高度场月尺度可预报期限都相对较大; 热带地区和南北半球中高纬度地区位势高度场的月尺度可预报期限随高度的变化规律并不一致, 平均来说平流层下层的月尺度可预报期限要高于对流层各层的。

(4) 温度场月和季节尺度可预报期限的空间分布以及随季节的变化特征基本上与高度场相同, 只是在热带大部分地区, 高度场相对温度场来说月和季节尺度可预报性更高, 更适合用来作长期预报。

参考文献 (References)

- [1] 李建平, 丑纪范. 非线性大气动力学的进展. 大气科学, 2003, **27** (4): 653~673
Li Jianping, Chou Jifan. Advances in nonlinear atmospheric dynamics. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), **27** (4): 653~673
- [2] Lorenz E N. Atmospheric predictability as revealed by naturally occurring analogues. *J. Atmos. Sci.*, 1996, **26**: 636~646
- [3] Shukla J. Dynamical predictability of monthly means. *J. Atmos. Sci.*, 1981, **38**: 2547~2572
- [4] 丑纪范, 郜吉东. 长期数值天气预报. 北京: 气象出版社, 1995
Chou Jifan, Gao Jidong. *Long-Range Numerical Weather Forecasting* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1995
- [5] Shukla J. Predictability in the midst of chaos: A scientific basis for climate forecasting. *Science*, 1998, **282**: 728~731
- [6] Wang S W, Zhu J H. A review on seasonal climate prediction. *Adv. Atmos. Sci.*, 2001, **18**: 197~208
- [7] Leith C E. Numerical simulation of the Earth's atmosphere. *Methods in Computational Physics*, New York: Academic

- Press, 1965
- [8] Leith C E. Predictability in theory and practice. *Large-Scale Dynamics Processes in the Atmosphere*, New York: Academic Press, 1983
- [9] 陈明行, 纪立人. 数值天气预报中的误差增长及大气可预报性. *气象学报*, 1989, **47**: 147~155
Chen Mingxing, Ji Liren. Error in numerical prediction and atmospheric predictability. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1989, **47**: 147~155
- [10] Simmons A J, Mureau R, Petroligis T. Error growth and estimates of predictability from the ECMWF forecasting system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1995, **121**: 1739~1771
- [11] Fraedrich K. Estimating the dimensions of weather and climate attractors. *J. Atmos. Sci.*, 1986, **43**: 419~432
- [12] Fraedrich K. Estimating weather and climate predictability on attractors. *J. Atmos. Sci.*, 1987, **44**: 722~728
- [13] Keppenne C L, Nicolis C. Global properties and local structure of the weather attractor over western Europe. *J. Atmos. Sci.*, 1989, **46**: 2356~2370
- [14] Lacarra J F, Talagrand O. Short-range evolution of small perturbations in a barotropic model. *Tellus*, 1988, **40A**: 81~95
- [15] Mu M. Nonlinear singular vectors and nonlinear singular values. *Science in China* (D), 2000, **43**: 375~385
- [16] 李建平, 丁瑞强, 陈宝花. 大气可预报性研究的回顾与展望. 北京: 气象出版社, 2006. 96~104
Li Jianping, Ding Ruiqiang, Chen Baohua. *Review and Prospect on the Predictability Study of the Atmosphere* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2006. 96~104
- [17] 李建平, 丁瑞强. 混沌系统单变量可预报性研究. *大气科学*, 2008 (已接受)
Li Jianping, Ding Ruiqiang. Studies of predictability of single variable from multi-dimensional chaotic dynamical system. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 2008 (accepted)
- [18] 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** (4): 571~576
Ding Ruiqiang, Li Jianping. Nonlinear error dynamics and predictability study. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), **31** (4): 571~576
- [19] Ding Ruiqiang, Li Jianping. Nonlinear finite-time Lyapunov exponent and predictability. *Phys. Lett. A*, 2007, **364**: 396~400
- [20] Chen Baohua, Li Jianping, Ding Ruiqiang. Nonlinear local Lyapunov exponent and atmospheric predictability research. *Science in China* (D), 2006, **49** (10), doi: 10.1007/s11430-006-1111-0
- [21] 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*, 2008 (已接受)
Ding Ruiqiang, Li Jianping. Applications of nonlinear error growth dynamics on studies of atmospheric predictability. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2008 (accepted)
- [22] Kumar A, Hoerling M P. Prospects and limitations of seasonal atmospheric GCM predictions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1995, **76**: 335~345
- [23] Fennessy M J, Shukla J. Impact of initial soil wetness on seasonal atmospheric prediction. *J. Climate*, 1999, **12**: 3167~3180
- [24] Anderson J L, Ploshay J. Impact of initial conditions on seasonal simulations with an atmospheric general circulation model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 2000, **126**: 2241~2264
- [25] Shukla J, Anderson J, Baumhefner D, et al. Dynamical seasonal prediction. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2000, **81**: 2593~2606
- [26] 范晓青, 李维京, 张培群. 目前短期气候预测可预报性的研究概况. *气象*, 2003, **29** (2): 1~6
Fan Xiaoqing, Li Weijing, Zhang Peiqun. Survey of study on predictability of short-term climate prediction at present. *Meteorological Monthly* (in Chinese), 2003, **29** (2): 1~6
- [27] Sheng J. GCM experiments on changes in atmospheric predictability associated with the PNA pattern and tropical SST anomalies. *Tellus*, 2002, **54A**: 317~329
- [28] Trigo R M, Trigo I M, DaCamara C C, et al. Winter blocking episodes in the European-Atlantic sector: Climate impacts and associated physical mechanisms in the reanalysis. *Climate Dynamics*, 2004, **23**: 17~28
- [29] Madden R A. Estimates of the natural variability of time-averaged sea level pressure. *Mon. Wea. Rev.*, 1976, **104**: 942~952
- [30] Rasmusson E, Carpenter T. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Wea. Rev.*, 1982, **110**: 354~384
- [31] Kumar A, Schubert S D, Suarez M S. Variability and predictability of 200-mb seasonal mean heights during summer and winter. *J. Geophys. Res.*, 2003, **108**, doi: 10.1029/2002JD002728
- [32] Wallace J M, Gutzler D S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, 1981, **109**: 784~812
- [33] Schubert S D, Suarez M J, Pegion P J, et al. Predictability of zonal means during boreal summer. *J. Climate*, 2002, **15**: 420~434
- [34] Fennessy M J, Kinter J L, Marx L, et al. GCM simulations of the life cycles of the 1988 US drought and heat wave. CO-LA Rep. 6, Center for Ocean - Land - Atmosphere Studies, 1994, 68 pp
- [35] Nan Sulan, Li Jianping. The relationship between the summer precipitation in the Yangtze River valley and the boreal spring Southern Hemisphere annular mode. *Geophys. Res. Lett.*, 2003, **30**, doi: 10.1029/2003GL018381