

地形强迫正压大气异常持续类型的 确定及其对可预报性的影响*

王国民 王召民

(南京大学大气科学系, 南京 210093)

摘 要 使用地形强迫正压涡度方程模式的输出资料, 讨论了流函数异常 EOF 展开时间系数的特征时间尺度。由此研究了异常持续类型的确定及其对可预报性的影响问题。结果表明: 异常持续类型与环流的演变有十分密切的关系, 初始状态环流的结构对可预报性有明显的影响。最后探讨了对中期和延伸期数值预报的可能应用。

关键词 持续异常 可预报性 正压大气

1 引言

中期或延伸期动力学预报模式的预报水平有显著的个例差异^[1]。由于这一差异使得预报结果的可信度受到了很大的限制。为了增进对造成预报水平变化原因的了解, 世界上几个著名的试验制作中期数值预报的中心 (ECMWF、NCAR 等) 已进行了大量的研究^[2-4]。这些研究表明, 除了模式设计等技术原因外, 造成预报水平变化的原因与大气内部过程有十分密切的关系。例如大气中存在一些流型, 其可预报性远远超出经典可预报理论所估计的极限。因此如能确定这些流型的结构, 则能预先较好地估计预报结果的可信度, 从而提高中期和延伸期预报的参考价值。

本文使用球面上地形强迫的非线性正压涡度方程模式的长时间积分输出资料, 讨论了确定异常持续类型的方法, 并将由此求得的持续模态类型用于可预报性的问题, 探讨了这一方法的潜在应用价值。

2 模式简述

地形强迫 (无量纲) 非线性正压涡度方程写作:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + J(\psi, \zeta + 2\mu + h) = \gamma(\zeta^* - \zeta), \quad (1)$$

式中 ζ 为相对涡度, ψ 为流函数, $\mu = \sin$ (纬度), $h = 2\mu AH / H_0$, $A = 0.2$ 为地面风与对流层中层风量级之比, H 为实际地形, $H_0 = 8 \text{ km}$ 为大气标高, γ 为松弛强迫和阻尼系数, ζ^* 为强迫涡度, 这里取北半球冬季气候平均的 300 hPa 纬向对称涡度场

1994-05-08 收到, 1995-02-23 收修稿稿

* 国家自然科学基金资助项目

作为 ζ^* 。

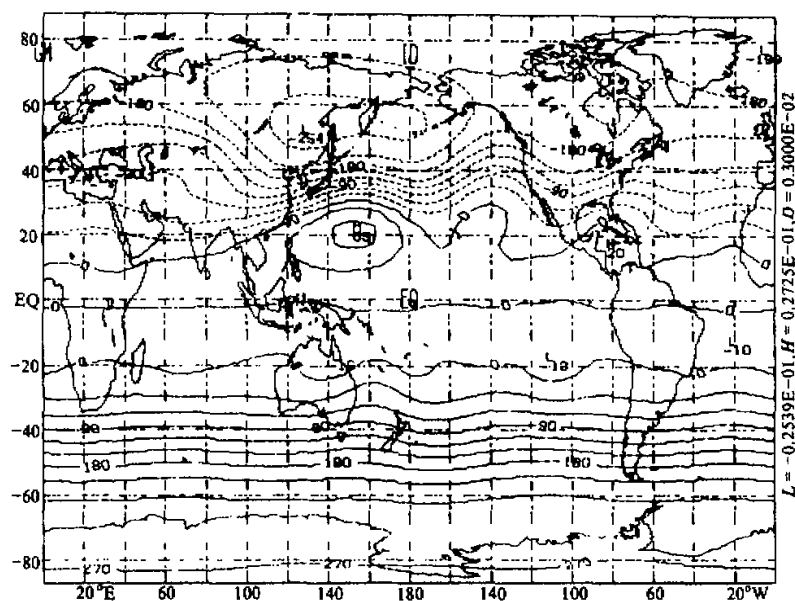
为了得到比较真实的瞬变涡动强度,选取 $\gamma = 18 \text{ d}^{-1}$,这样得到的瞬变涡动流函数振幅的强度约为观测值^[5]的 $1/3$ 。模式中的地形取理想化的形式

$$H(\lambda, \varphi) = \begin{cases} H_m \left\{ 1 - \left[\left(\frac{\lambda - \lambda_0}{\delta_\lambda} \right)^2 + \left(\frac{\varphi - \varphi_0}{\delta_\varphi} \right)^2 \right] \right\}, & \text{若 } \left(\frac{\lambda - \lambda_0}{\delta_\lambda} \right)^2 + \left(\frac{\varphi - \varphi_0}{\delta_\varphi} \right)^2 \leq 1 \\ 0, & \text{其他 } \lambda, \varphi \end{cases} \quad (2)$$

因此它表示了以 (λ_0, φ_0) 为中心的椭圆形地形。为定性表示青藏高原大地形特征,本文取 $H_m = 4 \text{ km}$, $\lambda_0 = 90^\circ \text{E}$, $\varphi_0 = 40^\circ \text{N}$, $\delta_\lambda = 45^\circ$, $\delta_\varphi = 15^\circ$ 。

模式(1)用标准的谱变换法求解, T20波截断。从 ζ^* 的初值共积分4000天,在几十天内瞬变涡动即已充分发展,为减小初值的影响,取后3600天资料进行分析。

图1给出了3600天平流的流函数分布,由图可见,在地形上空为西北气流,地形下游为一支明显的西风急流,急流的南北侧分别有一个反气旋和气旋。南半球的环流几乎仍为纬向对称流,因此在以下的讨论中均只考虑北半球 $17.5^\circ \sim 87.5^\circ \text{N}$ 的区域。图2为流函数标准偏差的分布,与图1比可见最强的涡动活跃带位于急流的偏下游,且呈纬向伸长的分布特征。这些特征在很多方面与观测环流的统计特征是定性一致的。



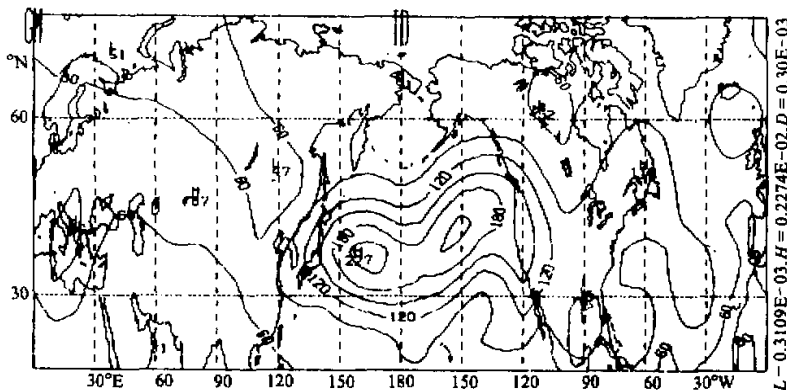


图2 流函数标准偏差在北半球的分布
无量纲流函数等值线间隔为 30×10^{-5}

3 模式异常持续类型的确定

3.1 EOF 分解

众所周知, 经验正交函数 (EOF) 的特点是将时空变化的场分解为空间结构部分和时间变化部分。由观测研究知, 大气的大尺度运动主要是低频的^[6], 这意味着 EOF 主要分量的时间变化应该有较低的频率。事实上, Branstator 等^[7]对 500 hPa 冬季位势高度的 EOF 分析已证实了这一点。由该文的图 1 可见按解释方差大小排列的 EOF 分量的特征时间尺度呈递减趋势。因此 EOF 分解为确定异常持续类型提供了一个自然的基础。

表1 前5个 EOF 分量的解释方差及其特征时间尺度

模态	1	2	3	4	5
解释方差 / %	28.7	13.4	8.1	5.4	4.3
累积方差 / %	28.7	42.1	50.3	55.7	60.0
特征时间尺度 / d	91.1	51.9	15.3	17.7	0.4

对上节中得到的 3600 天逐日流函数谱系数将其投影到北半球 $17.5^{\circ} \sim 87.5^{\circ} \text{N}$ 内的 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 格点上, 计算它们的协方差矩阵并作 EOF 分解。设 EOF 分解的第 k 分量的空间矢量由 $E_k(x)$ 表示, 相应的时间系数由 $c_k(t)$ 表示。表 1 给出了前 5 个分量的解释方差及其特征时间尺度, 这里根据文献[7]的作法某一 EOF 分量特征时间尺度定义为该分量时间系数 $c_k(t)$ 后延自相关下降至 e^{-1} 的天数。由表可见, 正如上面所述的那样, 第一分量有最大的特征时间尺度, 随着解释方差的减小, 相应的特征时间尺度一般也减小。比较图 2 与 EOF 分量的空间结构可见 (图略), $E_1(x)$ 的活动中心与涡动极大值是一致的, 其他几个 EOF 分量也对涡动的分布有一定的贡献。这说明形成瞬变涡动分布特征的主要类型是由前几个低频 EOF 分量决定的。

3.2 持续模态类型的确定

上小节的讨论表明, 基于 EOF 的分解一方面揭示了对瞬变涡动分布有主要贡献的

模态结构 (由空间矢量 $E_k(x)$ 表示), 另一方面也给出了这些模态的时间变化特征 (由时间系数 $c_k(t)$ 决定), 相应地也同时决定了模态的频率特征 (由特征时间尺度决定) 由 EOF 分解的性质可知, 可能出现的异常环流模态是各 EOF 模态的线性组合, 因此实际环流演变的频率特征也应该是由合成 EOF 模态的时间变化特征决定的。现在我们关心的是这样一种合成模态, 它的特征时间尺度比任一 EOF 模态的特征时间尺度都长。如果能确定这一模态, 则就能从异常环流持续性角度讨论该模态在环流演变中的作用及它对可预报性的影响。我们称这样的模态为异常持续类型, 用 $M(x)$ 表示。一般地 $M(x)$ 将是所有 EOF 分量的线性组合, 为简化讨论和减少计算量, 本文只取前 5 个 EOF 分量构造 $M(x)$, 即

$$M(x) = \sum_{k=1}^5 a_k E_k(x), \quad (3)$$

其中 a_k 为待定系数, $|a_k| \leq 1$ 。由于前 5 个 EOF 模解释了总方差的 60% (见表 1), 这样定义的 $M(x)$ 应该具有相当的代表性。由 (3) 式不难得出 $M(x)$ 对应的的时间系数可写为

$$C(t) = \sum_{k=1}^5 a_k c_k(t), \quad (4)$$

现在的问题化为确定一组系数 $a_k, k=1, 2, \dots, 5$, 使得 $C(t)$ 有最大的特征时间尺度。为减少计算量, 限定系数 a_k 取离散值 $-1, -0.8, \dots, 0.8, 1$, 这样共有 11^5 种可能的组合 (考虑常数因子后实际的可能组合小于此数)。将 a_k 的每一种组合代入 (4) 式, 计算相应的特征时间尺度。计算结果表明, 当取 $a_1 = 1, a_3 = -0.6, a_2 = a_4 = a_5 = 0$ 时, $C(t)$ 有最大的特征时间尺度 220.4 天。将求得的这一组 a_k 值代入 (3) 式即确定了异常持续类型 $M(x)$ 。

图 3 给出了 $M(x)$ 的分布及其相应的的时间系数 $C(t)$ 的演变, 与 $E_1(x)$ 相比, $M(x)$ 更加突出了急流附近的局地活动中心, 而 $C(t)$ 显示出清楚的低频振荡特征。

3.3 谱空间速度

为了将环流异常的演变与上面求得的持续模态联系起来, 需要有一个表征异常持续性程度的比较直观的量, 为此引入“谱空间速度” $V(t)$, 定义为

$$V(t) = \frac{\|\psi_{mn}(t) - \psi_{mn}(t - \tau)\|}{\tau}, \quad (5)$$

这里 ψ_{mn} 为流函数谱系数, τ 取 1 天, $\|\cdot\|$ 表示矢量的模。若把 ψ_{mn} 看作是谱空间的位置矢量元素, 则 (5) 式定义的 $V(t)$ 反映了流函数在谱空间中运动速度的大小, $V(t)$ 愈大表示环流持续性愈差, $V(t)$ 愈小表示环流愈稳定。

图 4 给出了 $V(t)$ 的演变, 由图可见, 谱空间速度同样表现出显著的低频振荡特征, 即交替地出现迅速强烈的环流变化和持续缓慢的流型演变。有意思的是比较图 4 和图 3b 可见, 由两种完全不同的方法求得的时间序列 $V(t)$ 和 $C(t)$ 有高度的相关性。 $C(t)$ 的正 (负) 值相应于 $V(t)$ 和大 (小) 值, 意味着正 (负) $M(x)$ 型对应的环流异常持续性差 (好)。这表明实际的异常持续类型应该是负 $M(x)$ 型。不难想象, $M(x)$ 和北半球 (范围同 EOF 计算的区域) 逐日瞬变流函数偏差场的异常类型相关系数 $P(t)$ (见图 5) 也应该与 $V(t)$ 或 $C(t)$ 有一致的变化方式, 这可以从比较图 3b、图 4 和图 5 得到证实。因此,

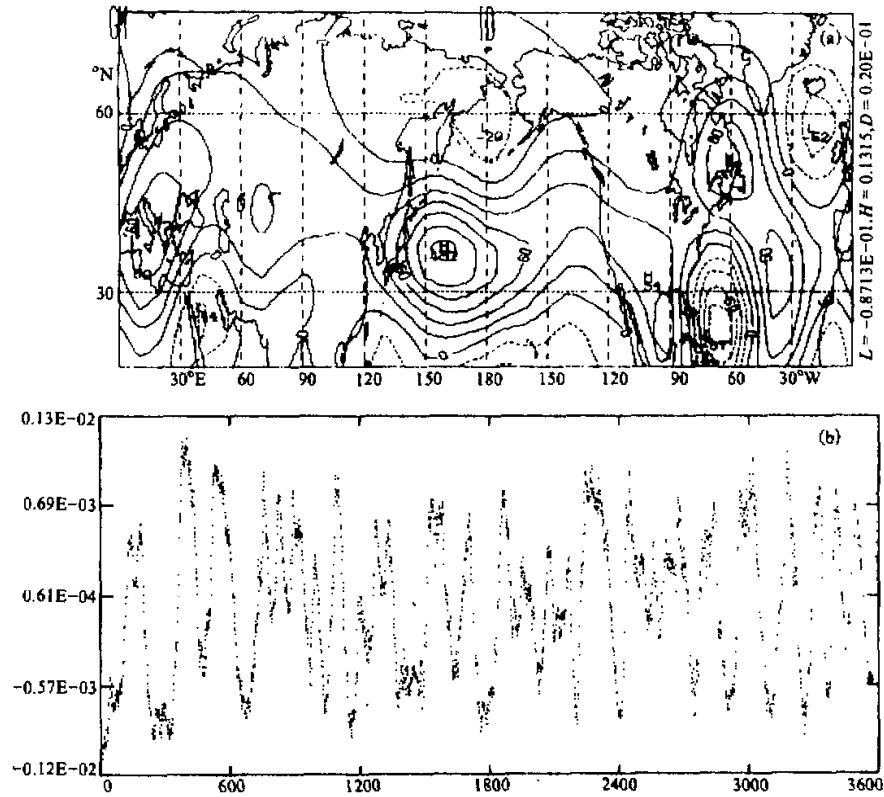


图3 (a) 持续模态 $M(x)$ 的分布 (实线为正, 虚线为负);
(b) 时间系数 $C(t)$ 随时间的变化 (横坐标为天数)

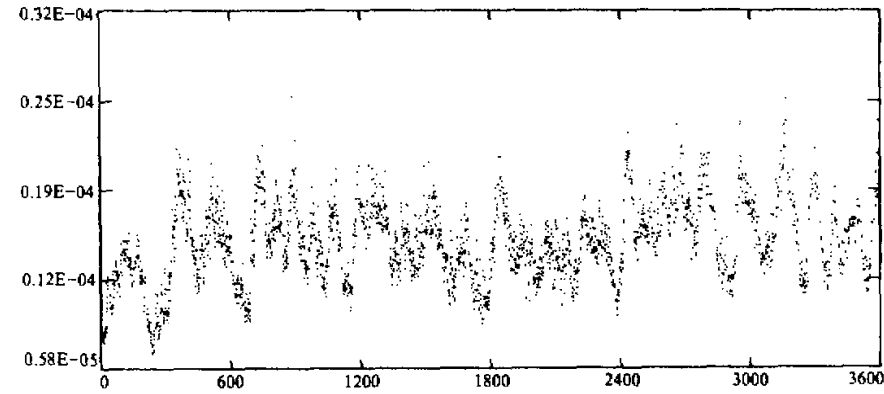


图4 谱空间速度 $V(t)$ 随时间的演变
(横坐标为天数)

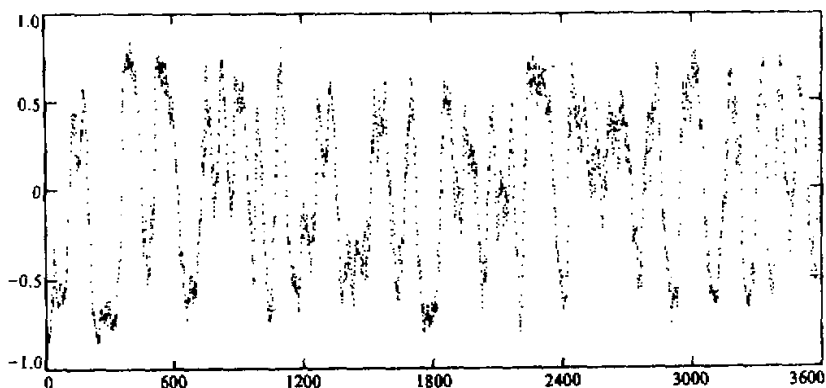


图5 持续模态 $M(x)$ 与逐日瞬变流函数偏差场的异常类型相关系数随时间的演变
(横坐标为天数)

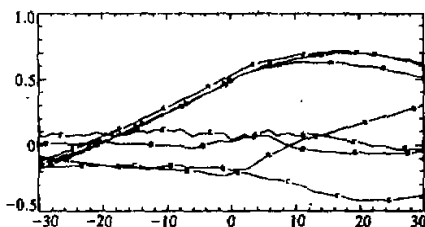


图6 时域相关 $r[V(t), x(t+\tau)]$ 随后延 τ 的变化
其中时间序列 $x(t)$ 分别为 $c_k(t)$, $k=1\sim 5$
(曲线A~E), $C(t)$ (曲线F) 和 $P(t)$ (曲线G)。
横坐标为后延 τ 的天数

$V(t)$ 和 $C(t)$ (或者 $P(t)$) 之间的高相关性意味着 $M(x)$ 类型的出现与否和它的位相决定了环流异常的演变方式。

为进一步明确 $M(x)$ 的这种作用, 还作了谱空间速度 $V(t)$ 和 $c_k(t)$ 、 $C(t)$ 以及 $P(t)$ 在不同时间后延的时域相关系数, 结果见图6。由图可见, 正如前面指出的那样, $V(t)$ 与 $C(t)$ 和 $P(t)$ 之间有高度的相关性, 在所有曲线中, $V(t)$ 与 $C(t)$ 的相关最强。从后延相关看, 最大相关出现在后延时间 $\tau=15$ 天左右, 相关值超过0.7。这

意味着谱空间速度变快(慢)时, 有利于出现正(负) $M(x)$ 型, 即正(负) $M(x)$ 型对应环流异常的不稳定(稳定)。

4 可预报性试验

上节的讨论表明在本文所用的正压非线性动力系统中, $M(x)$ 模态及其位相和环流异常的持续与否有十分密切的关系。现在我们研究它对可预报性有什么影响, 为此设计了一组可预报性试验以阐明这一问题。

4.1 试验设计

为了使问题简单明了, 同时也为了保持一致性, 这里我们将上面作的3600天积分值作为假想的观测。预报模式仍然采用(1)式, 但取地形高度为原高度的90%。这等于预报模式中物理过程的表示有误差。这样由于预报模式的不完善性, 从观测的初值作的预报将会逐渐偏离“实况”。这一作法本质上同使用业务模式作可预报性试验对初值

进行扰动是一样的, 只是扰动的来源不同。

从 3600 天观测中每隔 50 天取一天作为初值, 故共有 72 个个例, 每个个例预报 49 天。图 7 为这 72 个个例预报和“观测”的异常类型相关系数与均方根误差的平均值及其标准偏差随预报天数的分布。由于系统的非线性特征, 随着预报的延长, 相关系数单调下降, 均方根误差呈指数增长。从该图可见, 至 20 天左右类型相关降至 0.5, 均方根误差达到“气候”值。因此本文的正压地形扰动模式的可预报性时限约为 3 周 (由于模式特性该时限远大于实际的约 1 周左右)。

4.2 持续模态对可预报性的影响

从图 7 中给出的相关系数和均方根误差的标准偏差可见, 当预报时限增加时标准偏差也相应增加, 这表明个例的可预报性差异也增大。检验预报最好和最差个例的初值发现, 它们都为典型的 $M(x)$ 型, 但位相相反。差的个例对应正 $M(x)$ 位相, 好的个例对应负 $M(x)$ 位相。这表明上节确定的 $M(x)$ 型也是影响环流可预报性的关键因子。为了更加明确地证实这一点, 根据图 5 挑选出 10 个相关系数正值最大的个例 (代表明显的正 $M(x)$ 位相, 用 $M(+)$ 表示) 和 10 个相关系数负值最大的个例 (代表典型的负 $M(x)$ 位相, 用 $M(-)$ 表示) 作同样的可预报性试验。从 10 个 $M(+)$ 个例和 10 个 $M(-)$ 个例平均初始场流函数分布看, $M(+)$ 初值形势的特征是急流的强度偏弱, 位置偏北; 而 $M(-)$ 初值场特征是急流偏强, 位置偏南 (图略)。这两个平均场的差别同图 4 的 $M(x)$ 类型完全一致。

图 8 给出了用 $M(+)$ 和 $M(-)$ 的初值作的个例预报的平均类型相关系数和平均均方根误差随预报时间的变化。从图非常清楚地看到, 从 $M(+)$ 初值的预报其类型相关系数下降很快, 均方根误差则增长很快; 而从 $M(-)$ 初值的预报其类型相关系数在整个预报范围内都大于 0.6, 均方根误差则始终维持在低的水平。

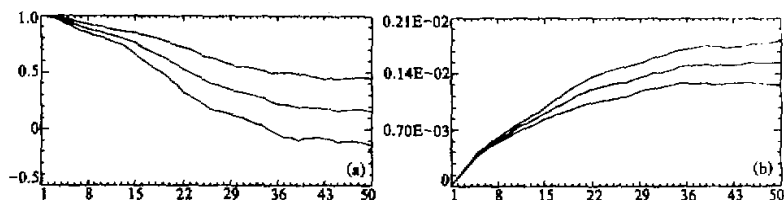


图 7 72 个可预报性试验平均的 (a) 流函数异常类型相关系数和
(b) 均方根误差随预报天数的分布

图中的上、下曲线分别表示平均值加、减一个标准偏差。(b) 中的单位是无量纲流函数

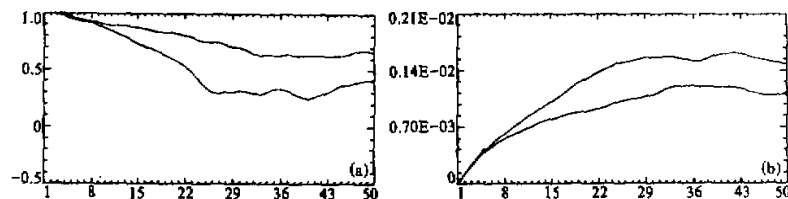


图 8 (a) 10 个 $M(-)$ (上曲线) 和 10 个 $M(+)$ (下曲线) 个例预报的平均流函数
异常类型相关系数随预报天数的分布; (b) 同 (a), 但为均方根误差的分布,
上曲线为 $M(-)$ 个例, 下曲线为 $M(+)$ 个例, (b) 中的单位是无量纲流函数

这些结果表明,持续异常类型 $M(x)$ 的出现与否和它的位相符号不仅决定了环流异常的演变差异,也导致了完全不同的可预报性。值得指出,实际环流的演变中可能也存在这样的关系。例如 Palmer 等^[8]发现在 PNA 型的不同位相,ECMWF 的中期预报水平有明显差异;作者之一在观测研究^[9]中也清楚表明,不同位相的低频型有不同的稳定性特征,对北半球冬季 5 种主要的相关型,当出现对应中纬西风环流增强位相的低频型时,环流趋于较稳定和较持续。这些与本文的结果是一致的。因此对环流异常持续模态和可预报性的关系作进一步的研究具有很重要的意义。

5 结论和讨论

通过对地形强迫简单正压模式结果的分析,本文探讨了异常持续类型的确定及它对可预报性的影响,主要结论有:

(1) 根据特征时间尺度最大化原则,发展了一种由主要 EOF 分量确定异常持续类型 $M(x)$ 的方法;

(2) 异常持续类型 $M(x)$ 与环流的逐日演变有密切的关系,正 $M(x)$ 类型对应环流不稳定,负 $M(x)$ 类型对应环流的持续稳定;

(3) 预报模式的初始状态对可预报性有明显的影响,这种影响也与异常持续类型有关。稳定的初始场对应好的可预报性,不稳定的初始场导致大的预报误差。

本文的研究结果对于改善中期或延伸期数值预报的水平有一定意义,但由于模式的局限性和问题本身的复杂性,这些结果都是初步的。最好的方法应该是从实际观测资料中提取异常持续类型,并将其应用于业务模式预报的可预报性程度的估计。这些都是值得进一步研究的内容。

参 考 文 献

- 1 Palmer, T.N. and S. Tibaldi, 1988, On the predictability of forecast skill, *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 2453~2480.
- 2 Kushnir, Y. and J.M. Wallace, 1989, Interaction of low and high frequency transients in a forecast experiment with a general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1411~1418.
- 3 Wallace, J.M. et al., 1983, Reduction of systematic forecast errors in the ECMWF model through the introduction of an envelope orography, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **109**, 683~718.
- 4 Tribbia, J.J. and D.P. Baumhefner, 1988, The reliability of improvements in deterministic short-range forecasts in the presence of initial state and modeling deficiencies, *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 2276~2288.
- 5 Haarsma, R.J. and J.O. Opsteegh, 1989, Nonlinear response to anomalous tropical forcing, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3240~3255.
- 6 Blackmon, M.L., 1976, A climatological spectral study of 500 mb geopotential height of the Northern Hemisphere, *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1607~1623.
- 7 Branstator, G. et al., 1993, Identification of a highly predictable flow elements for spatial filtering of medium- and extended-range numerical forecasts, *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1786~1802.
- 8 Palmer, T.N., 1988, Medium and extended range predictability and stability of the Pacific / North American mode, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **114**, 691~713.
- 9 王国民、黄士松, 1992, 北半球冬季大气环流低频异常变化特征的研究, *气象科学*, **12**, 251~257.

Identification of Persistent Modes of Anomalies and Their Impact on Predictability in the Barotropic Atmosphere with Orographic Forcing

Wang Guomin and Wang Zhaomin

(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093)

Abstract A data set generated by integrating a nonlinear barotropic vorticity equation model with an orographic forcing is used to study the characteristic time scale of EOF temporal coefficients in streamfunction anomalies. Then a most persistent mode (MPM) is determined and its influence on predictability is investigated. It is found that there is a close correlation between the MPM and the evolution of circulation anomalies, and the structure of initial fields has obvious impact on predictability. Finally the potential application of atmospheric MPM to the extended- and medium-range weather forecasts is discussed.

Key words persistent anomalies predictability barotropic atmosphere