

亚洲夏季风活动激发北半球大气 遥相关的物理机制探讨*

II. 最优强迫模及其响应

黎伟标** 纪立人

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘要 利用最近发展的完备正规强迫模的动力学方法, 对亚洲夏季风活动激发北半球大气遥相关的外部物理机制进行了探讨。结果表明, 北半球夏季亚洲季风区是外强迫最敏感区域之一, 最优强迫模与亚洲季风区季内时间尺度对流活动的结构特征相似, 而且北半球大气对最优强迫模的响应与滞后于强季风候的环流异常型结构一致, 由此可以认为, 亚洲夏季风活动造成的热状况变化也是导致北半球大气遥相关的重要物理原因。

关键词 亚洲夏季风活动 最优强迫模 响应 大气遥相关

1 引言

外源强迫也是造成大气环流异常的重要因素。我们前面的工作^[1,2]揭示了亚洲夏季风活动激发北半球遥相关型的结构特征, 并利用正规模、伴随模以及有限时间不稳定奇异矢量等手段讨论了其中的内部物理过程, 但对大气外强迫的作用问题尚未涉及。大气的外部强迫, 特别是亚洲季风区的热力变动在北半球夏季遥相关型的建立过程中有何作用还不十分清楚。关于北半球冬季遥相关特别是 PNA 型的产生, 人们强调的是东太平洋赤道地区的热力强迫^[3], 而有关的数值试验结果表明^[4], 大气对热源响应具有季节性, 它与盛行风的分布、强度亦即气候基本流的季节性变化有关。关于夏季热力外强迫的情况, 黄荣辉^[5]、符淙斌等^[6]就曾指出, 影响北半球夏季大气环流异常的外强迫因子并非赤道东太平洋地区的海温异常, 而是与西太平洋暖池区相配合的对流强度的变化。数值试验虽然能给出大气对外强迫的响应结果, 但却无法通过数值试验来找出使大气产生最强响应的外强迫敏感区域及外强迫的结构。李志锦、纪立人^[7]将有限时间不稳定的奇异矢量方法^[8]引入到外强迫问题, 将线性外强迫转化为求解本征值问题, 建立了完备正规模的动力学方法来讨论最优外强迫的结构及大气的响应。本文将利用这一有效手段, 以强、弱夏季风气候流作基本态计算最优外强迫的结构及北半球大气的响应, 并分析它们与北半球夏季遥相关型的联系, 试图从另一侧面揭示北半球夏季大气遥相关的物理机制。

1997-07-28 收到, 1999-01-04 收到第三次修改稿

* 本工作得到广东省自然科学基金(课题号 984132)的支持

** 现在工作单位: 中山大学大气科学系, 广州 510275

2 关于线性外强迫问题的完备正规模动力学方法简介

该方法的建立是从广泛应用于外强迫问题的正压无辐散涡度方程出发的^[1]:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + J(\psi, \zeta + 2\Omega \sin \varphi) + K \nabla^4 \zeta + \gamma \zeta = F, \quad (1)$$

考虑对某一气候状态的小扰动, 上式可线性化为

$$\frac{\partial \zeta'}{\partial t} + J(\bar{\psi}, \zeta' + 2\Omega \sin \varphi) + K \nabla^4 \zeta' + \gamma \zeta' = F'. \quad (2)$$

将上式各物理量用球谐函数展开, 并采用三角形方式截取 T_{21} 波近似, 则(2)式成为向量形式的常微分方程

$$\frac{dx}{dt} = Ax + f, \quad (3)$$

其中 x 和 f 为由谱系数组成的向量, A 是 480×480 维的常系数矩阵, 它完全由气候基本态决定。

不考虑初值作用, (3)的解为

$$x = \left[\int_0^t e^{A(t-s)} ds \right] f, \quad (4)$$

其中定义

$$e^{At} = I + \frac{At}{1!} + \frac{A^2 t^2}{2!} + \frac{A^3 t^3}{3!} + \dots, \quad (5)$$

上式对任意 t 都收敛, 且可以逐项微分, 当 A 为非奇异时可逐项积分。

下面的推导主要考虑如何将(4)式中的强迫项用简明的方法与 x 联系起来, 实际上就是如何合理地定义一个强迫响应指数, 并参照有限时间不稳定的研究方法将其转化为广义特征值问题。

为了定义响应强度和讨论完备正交展开, 引入内积。对向量 y 和 z 内积:

$$(y, z) = y^T D Z = Z^T D Y, \quad (6)$$

其中“ T ”表示转置, 内积引导范数 $\|y\| = \sqrt{(y, y)}$ 。将 D 取成如下形式:

$$D_{ij} = \begin{cases} 0, & i \neq j; \\ \frac{1}{2C_j^{2(2-s)}}, & i = j, \quad m = 0; \\ \frac{1}{2C_j^{2(2-s)}}, & i = j, \quad m \neq 0; \end{cases} \quad (7)$$

其中 $C_j^2 = j(j+1)$ 。由于 x 表示涡度的球谐函数谱系数, 容易证明: $S=0$ 时, $\|x\|^2$ 表示全球平均扰动涡度拟能; $S=1$ 时, 表示动能; $S=2$ 时, 表示流函数平方。

引入大气对外强迫的响应强度指数

$$\sigma = \|x\| / \|f\|, \quad (8)$$

其中 σ 表示单位强度外强迫产生的扰动的大小, σ 越大, 大气响应越强, 反之越弱。

考虑定常强迫, 记 $B = \int_0^t e^{A(t-s)} ds$, 对 (4) 式取平方范数

$$\|x\|^2 = f^T H f, \quad (9)$$

其中 $H = B^T D B$ 。由于 D 为正定对角阵, 易证 H 为正定对称阵。引入广义特征值问题:

$$H v = \lambda^2 D v, \quad (10)$$

将 D 作如下分解: $D = L L^T$, 代入上式得

$$(L^{-1} H L^{-T})(L^T v) = \lambda^2 L^T v. \quad (11)$$

记 $G = L^{-1} H L^{-T}$, 易证 G 为正交对称阵, 从而 G 的特征矢量 u_j ($j = 1, 2, \dots, N$) 可以组成欧拉空间中的一组完备正交基底, 由此容易证明 v_j ($j = 1, 2, \dots, N$) 也组成了内积空间中的一组完备正交基底。对于任意 f 可以按该基底展开, 因此有

$$\sigma = \left(\sum_{j=1}^N \frac{f_j^2}{\|f\|^2} \lambda_j^2 \right)^{1/2}, \quad (12)$$

其中 f_j 是 f 在 v_j 上的投影。

由上式可知, 大气响应强度 σ 的大小由广义特征值 λ_j 以及投影系数 f_j 决定。设特征值按大小顺序排列, 显然 $\sigma \leq \lambda_1$ 。当外强迫与 λ_1 所对应的特征矢量 v_1 平行时, $\sigma = \lambda_1$ 取得其最大值, 因此 v_1 的结构即为能引起大气最强响应的最优外强迫结构。至此, 最优线性外强迫问题转化为求解 (10) 的本征值问题。

3 最优外强迫型与亚洲季风区的联系

利用上述完备正规模方法, 取与文献[2]相同的 200 hPa 强、弱季风候的合成流分别作为基本场进行计算。取 γ 使 e 倍折叠时间 (e -folding time) 为 10 天, 而扩散系数 $K = 2.338 \times 10^{16} \text{ m}^4 \text{ s}^{-1}$, 这些取值与文献[9]相同。另外, 根据一般异常型建立所需的时间^[10]共积分 6 天。

表 1 给出了与强季风候相对应的前 10 个广义特征值 λ_j 。从表中可以看到 λ_j 下降很快, 到第 6 个特征值不及第 1 个的 1/2, 这表明在强夏季风背景环流下, 大气只对少数几个强迫模产生强响应。另外, 与弱季风候的情况相比较 (见表 2), 会发现强季风候的广义特征值要比弱季风候大, 这可能表明, 在强季风候的环流背景下, 大气对外强迫的响应将更为敏感。

表 1 强季风候前 10 个广义特征值

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
特征值	168.1	151.5	98.9	90.6	86.1	78.1	68.2	64.7	61.0	60.0

表 2 弱季风候前 10 个广义特征值

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
特征值	82.0	77.4	58.8	56.8	53.5	48.9	44.8	43.6	41.1	40.6

由表 1 和表 2 可知, 从第 2 个特征值到第 3 个特征值有较大幅度的减小, 因此前两个强迫模最为重要, 下面对它们所对应的特征向量亦即强迫模的结构进行着重分析。图 1a、b 分别是强季风候第 1、2 强迫模的空间结构, 从图中可以看到这两个最优外强迫模的正负中心均位于东亚到中太平洋一带, 正负中心交替出现, 呈波列状结构。参照基本场 (见文献[2]中图 4) 我们发现这一波列状结构的强迫模均位于副热带西风急流的南侧, 而且在东亚季风区有很强的中心出现, 说明对强季风环流背景, 亚洲夏季风活动的

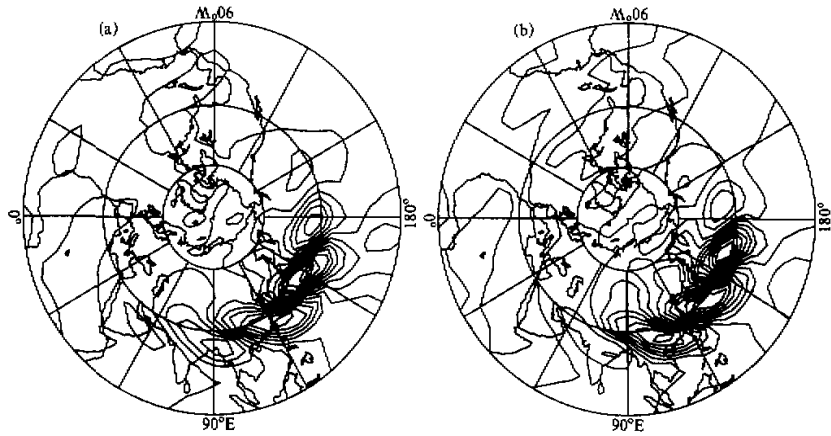


图 1 强季风候前两个最优强迫模
(a) 第 1 强迫模; (b) 第 2 强迫模

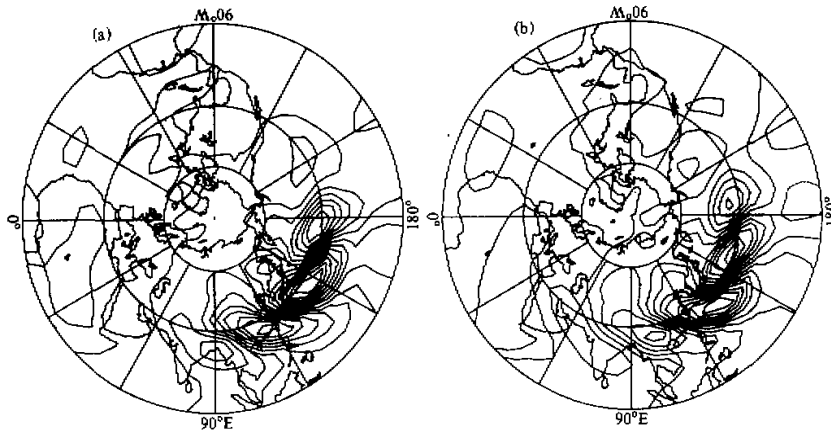


图 2 弱季风候前两个最优强迫模
(a) 第 1 强迫模; (b) 第 2 强迫模

热力外强迫会使大气产生很强的响应。对于弱季风候的计算情况, 第 1、2 外强迫模也有相似的空间结构 (见图 2), 这就是说, 整个北半球夏季亚洲季风区特别是东亚到西太平洋一带, 均是外强迫敏感区, 该地区的热状况异常会造成北半球大气的强烈响应, 这与数值试验^[6]和观测事实的诊断结果^[7]是一致的。

上述强迫模的结果与亚洲季风区季内时间尺度的对流活动也有密切的关系。在 5 ~ 90 天带滤波波的基础上, Lau^[11]曾经利用 EEOF (Extended EOF) 方法分析了夏季 OLR 的结构和演变。他发现北半球热带从印度到西太平洋一带是一对偶极子异常型, 该异常是向东向北移动的, 向东移速为每天 5 个经度, 而向北移速约为每天一个纬度, 它移动的路径与图 1 和图 2 的强迫模波列是近似一致的。由此可见, 亚洲季风区对流活动所造成的热力变动是一种最优外强迫, 会导致北半球大气的强烈响应从而引起环流异常。

4 大气对最优强迫模的响应与北半球夏季大气环流遥相关型

上一节分析了与强、弱夏季风相对应的最优外强迫型的结构, 并发现它们与亚洲夏季风活动有密切联系。北半球大气对这些强迫模的响应结果如何, 它们是否与北半球大气遥相关型有关呢, 下面我们将进一步的探讨。

大气对外强迫的响应是通过对 (4) 式积分来求解的。我们分别计算了北半球大气对强、弱季风第 1 和第 2 强迫模的响应结果。从强季风候第 1 强迫模强扰动的演变情况来看 (为简明起见, 这里只给出积分到第 6 天的结果), 积分前两天, 强迫扰动具有同外强迫相类似的结构, 随着积分时间的推移, 扰动的距平中心也逐渐东移, 同时扰动的空间尺度也逐渐增大, 槽脊逐渐与急流轴线相垂直并趋向于导槽结构。根据曾庆存关于正压扰动的波包理论^[12], 这种扰动的演变有利于吸收急流的动能而发展。演变发展到第 6 天 (见图 3a), 强的距平中心延伸至东太平洋, 并且从东亚到东太平洋呈波列状结

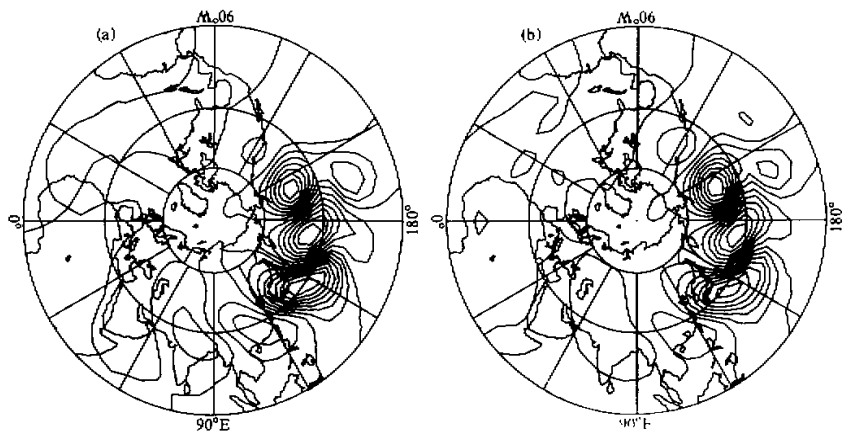


图 3 大气对第 1 强迫模的响应 (积分到 6 天)

(a) 强季风候; (b) 弱季风候

构, 与我们前一部分工作给出的 200 hPa 滞后于强季风候的流函数距平场合成结果 (见文献[2]中的图 3) 是十分相似的, 由此证实了亚洲季风区相关联的最优外强迫与其下游地区环流异常的联系。另外, 通过比较我们还发现, 最优强迫模强迫扰动与有限时间不稳定最优扰动 (见文献[3]中的图 7) 的结构相似。Zhang^[13]曾用伴随模作为外强迫、分析扰动的演变, 发现它除了在相应的正规模外, 还在其他不稳定模态上产生较大的振幅, 这可能与正规模的非正交性有关。而我们对最优外强迫模的分析结果则表明, 它只引起最优扰动的发展。由此可知, 之所以最优外强迫能引起大气最强烈的响应, 是因为它在有限时间最优扰动 (发展最快的扰动) 上有最大投影。这更进一步加深了我们对最优外强迫模的认识, 并且表明了最优外强迫也是通过激发不稳定模态的发展来导致大气环流异常的。弱季风候第 1 强迫模强迫扰动的结果 (见图 3b), 各异常中心的位置与强季风候的情况是相同的。看来最优外强迫问题对基本态非本质性的改变不太敏感。

至于强、弱季风候第 2 最优强迫模强迫扰动的演变, 也是由刚开始与强迫模相似的结构逐步东移的, 由于第 2 强迫模各中心的经度与第 1 强迫模的有所不同, 因此它的响应结果各扰动的距平中心在经度位置上与第 1 强迫模也有所不同, 这里只给出积分到第 6 天的结果 (见图 4), 从图 4 可以看到, 最东边的距平中心靠近北美洲西岸, 比第 1 强迫模的情况更加偏东。另外, 我们给出强、弱季风候第 2 强迫模的正负中心是相反的, 从响应结果来看, 强迫扰动的正负距平中心也相反, 这表明亚洲季风区为正距平加热时会在其下游地区强迫出与加热为负距平时相反的环流异常型。从 24 个强季风候和 16 个弱季风候距平 OLR 的合成情况来看 (见图 5), 强季风候亚洲季风区对流加热正距平, 弱季风候为负距平, 由此可以解释为什么强弱季风候在季风区下游地区会出现正负中心相反的环流异常型。

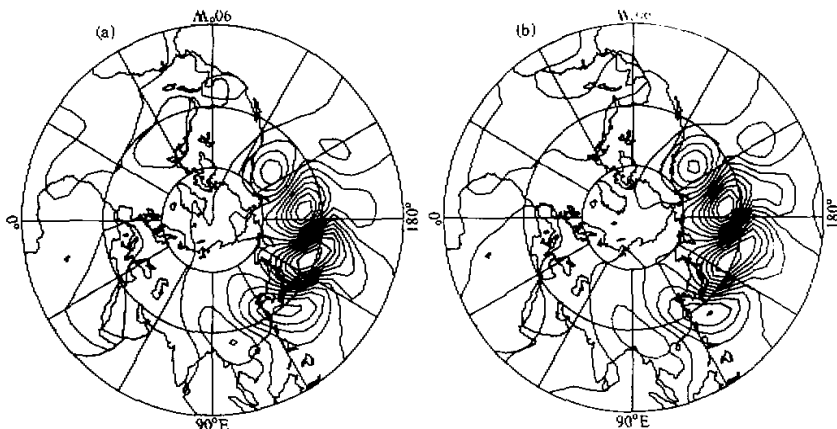


图 4 大气对第 2 强迫模的响应 (积分到 6 天)
(a) 强季风候; (b) 弱季风候

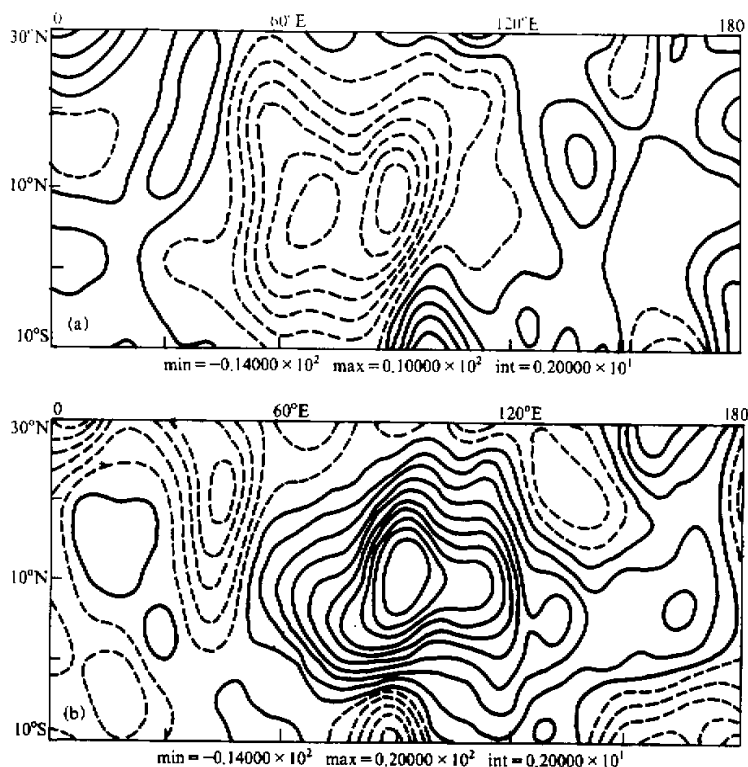


图5 强、弱季风候 OLR 距平合图

(a) 强季风候; (b) 弱季风候

实线: 正距平; 虚线: 负距平

5 最优外强迫型强迫扰动演变的能量分析

正规模的能量学已经指出, 正规模通过转换项 $-u'v \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} (V'^2 - u'^2) \frac{\partial \bar{u}}{\partial x}$, 从基本气流获取能量而发展^[13,14]. 关于强迫扰动能量转换的情形, 李志锦、纪立人^[1]曾指出, 有利强迫模强迫扰动的发展其能量主要源自基本气流向扰动动能的转换. 下面针对 200 hPa 强、弱季风候最优强迫模的强迫扰动发展进行分析, 看看它们在能量转换方面有何异同之处.

由 (3) 式和 (4) 式可得到谱形式的能量方程:

$$\|x\|^2 = f^T \left[\int_0^t B^T (DA + A^T D) B dt \right] f + f^T \left[\int_0^t (DB + B^T D) dt \right] f, \quad (13)$$

上式右边第 1 项表示强迫扰动从基本态中吸取能量和摩擦耗散过程消耗能量的差值, 称之为动力产生项; 右边第 2 项表示在 t 时间内扰动强迫的动能产生, 称之为强迫产生

项。

根据(13)式我们分别计算了强、弱季风候前10个强迫模的强迫扰动演变到第6天的总动能、动力产生项以及强迫产生项的结果(见表3和表4)。从表3和表4可以看到,强、弱季风候强迫扰动动能的来源基本是一致的。无论是强季风候还是弱季风候,从总动能的情况来看,只有前几个强迫模占据重要地位;从动能的来源来看,前几个强迫模的强迫扰动动能主要来自基本气流,特别是前三个强迫模,动力项是强迫项的两倍以上。因此,无论是强季风候还是弱季风候,大气环流异常型的发展其动能主要由基本气流直接提供,外强迫的作用并非向扰动直接提供能量,而是激发基流动能向扰动动能的转换。另外,从表3、表4还可以看到,当强迫扰动演变到第6天,强季风候的各能量项均比弱季风候要大,这种差异尤以动力产生项最为明显,这表明在强季风候的环流背景下更有利于基流向扰动提供动能而有利于环流异常型的发展。

表3 强季风候强迫扰动动能变化

$\times 10^3$

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
总动能	9.390	9.183	7.463	6.866	6.185	5.480	4.431	3.428	2.575	1.318
动力项	6.564	6.455	5.125	4.560	3.980	3.384	2.508	1.626	0.812	0.013
强迫项	2.826	2.728	2.338	2.306	2.205	2.096	1.923	1.802	1.763	1.305

表4 弱季风候强迫扰动动能变化

$\times 10^3$

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
总动能	8.188	7.598	6.200	5.824	5.358	4.849	4.210	3.535	2.821	2.138
动力项	5.486	5.024	4.068	3.765	3.340	2.907	2.465	1.826	1.201	0.543
强迫项	2.702	2.574	2.132	2.069	2.018	1.942	1.745	1.709	1.620	1.595

6 总结与讨论

本文用完备正规化的动力学方法讨论了夏季北半球最优外强迫与亚洲夏季风活动以及北半球遥相关型的联系,主要的结论如下:

(1) 北半球夏季亚洲季风区特别是东亚以及西太平洋一带是外强迫敏感区,该地区热状况异常会造成北半球大气的强烈响应。最优强迫模的结构与亚洲季风区对流活动低频模有相似之处,低频对流模的传播是一种最优外强迫,因而会导致环流的异常。

(2) 北半球大气对最优外强迫的响应,其结构与滞后于强季风候的北半球环流异常型相似,而且它还与有限时间不稳定最优扰动的结构一致,因此与季风活动关联的最优外强迫通过对不稳定模态的激发而导致北半球环流的异常。

(3) 正负中心相反的外强迫,会在季风区下游地区响应出相反异常环流型,这可能是强、弱季风候季风下游会有相反距平配置的重要原因。

(4) 能量学的分析结果表明,最优外强迫对扰动发展的主要贡献并非向扰动直接提供能量而是激发基流向扰动动能的转换。

综合本文和文献[3]的研究结果,我们给出亚洲夏季风活动影响北半球大气环流的物理图像:亚洲夏季风的活动一方面通过经圈环流变化以及角动量的输送引起北半球环

流基本态特别是西风急流的变动, 从而影响正压不稳定模态的结构; 另一方面, 亚洲季风区的扰动或波动以及热状况的改变为正压不稳定模态的发展提供最有利的触发机制。通过这两方面的途径亚洲夏季风活动对北半球大气环流产生影响。

关于夏季风活动影响北半球大气环流的物理机制的研究, 我们是基于线性的、正压的大气运动方程进行的, 因此不能包括非线性和斜压过程的能量转换。此外, 在讨论正压不稳定时, 我们采用的正规方法有其本身的局限性^[15], 该方法的前提是方程只有正规形式解的存在, 事实上在某些情况下, 方程只有连续谱形式的解而没有正规形式的解。因此, 关于遥相关的动力学机制还有待不断的完善。

致谢: 本工作得到了李志锦博士的帮助, 特致谢意。

参 考 文 献

- 1 黎伟标、纪立人, 1997, 亚洲夏季风活动激发的北半球大气环流遥相关型, *大气科学*, **21**, 283~288.
- 2 黎伟标、纪立人, 1999, 亚洲夏季风活动激发北半球大气遥相关的物理机制探讨 I. 正规及有限时间不稳定奇异量分析, *23*(4), 477~486.
- 3 Horel, J. D. and J. M. Wallace, 1981, Planetary scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 814~829.
- 4 巢纪平, 1993, 厄尔尼诺和南方涛动动力学, 北京: 气象出版社, 117~125.
- 5 黄荣辉、李维京, 1988, 夏季热带西太平洋上空的热源异常对东亚上空副热带高压的影响及其物理机制, *大气科学 (特刊)*, 107~116.
- 6 符淙斌、滕星林, 1988, 我国夏季的气候异常与厄尔尼诺/南方涛动现象的关系, *大气科学 (特刊)*, 133~141.
- 7 李志锦、纪立人, 1995, 正压大气有效强迫模及其响应与遥相关型, *中国科学 (B辑)*, **25**, 532~539.
- 8 Molteni, F. and T. N. Palmer, 1993, Predictability and finite-time instability of the northern winter circulation, *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **119**, 269~298.
- 9 Hoskins, B. J. and T. Ambrizzi, 1993, Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow, *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1661~1676.
- 10 Dole, K. M. and R. Z. Black, 1990, Life cycles of persistent anomalies, Part II: The development of persistent negative height anomalies over the North Pacific ocean, *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 824~846.
- 11 Lau, K. M., 1991, East Asian summer monsoon rainfall variability and climate teleconnection, *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 211~241.
- 12 Zeng Qingcun, 1983, The evolution and interaction of disturbances and zonal flow in rotating barotropic atmosphere, *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**, 24~31.
- 13 Zhang, Z., 1988, The linear study of zonally asymmetric barotropic flows, Ph. D. Thesis, University of Reading, 7~33.
- 14 Simmons, A. J. et al., 1983, Barotropic wave propagation, instability and atmospheric teleconnection patterns, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1363~1392.
- 15 任舒展, 1993, 准地转模型中的连续谱动力学理论及其在大气环流中的应用, 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 9~24.

Mechanisms of the atmospheric Teleconnection Associated with the Activity of the Asian Summer Monsoon Part II: Optimal Forcing and Atmospheric Responses

Li Weibiao and Ji Liren

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract The external mechanism by which the activity of the Asian summer monsoon (ASM) develops the atmospheric teleconnection is investigated by using the methods of the complete orthonormal forcing mode. It is found that, during boreal summer, the most optimal forcing modes are mainly centered over the ASM region, and exhibiting similar features to the anomalous OLR related to the activity of the ASM. Moreover, the atmospheric responses to the most optimal forcing bear much resemblance to the anomalous circulation patterns lagging behind the strong monsoon pentads. These results suggest that, as an optimal forcing, the thermal variation in the ASM region can lead to the atmospheric teleconnection over the Northern Hemisphere.

Key words Asian summer monsoon most optimal forcing mode response atmospheric teleconnection

《大气科学》启用新的国内统一刊号

根据新闻出版署的规定, 近日, 《大气科学》重新进行期刊登记, 并分配到新的国内统一刊号。从本期开始, 《大气科学》启用新的国内统一刊号——CN11-2784/P, 敬请有关部门注意。

《大气科学》编辑部