

# 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. 正规模及有限时间不稳定奇异矢量分析

黎伟标\* 纪立人

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100080)

**摘 要** 造成大气环流异常的原因可以有两个方面, 一是大气内部的物理过程, 另一方面则可能由大气外强迫引起。在线性框架内, 该文的第 I 部分利用正规模 (normal mode) 以及有限时间不稳定奇异矢量 (singular vectors) 理论, 对亚洲夏季风 (ASM) 活动激发北半球夏季遥相关型的大气内部物理机制进行了探讨。结果表明, 亚洲季风区的扰动最有效地激发了它下游地区不稳定模态的发展, 从而导致了从亚洲到北美洲一带的大气环流异常。关于从大气外强迫角度对这一问题的探讨, 将在本文的第 II 部分发表。

**关键词** 亚洲夏季风 最优初始扰动 激发 不稳定模态

## 1 引言

亚洲夏季风是全球最为活跃的天气事件之一, 它一直是气象领域研究的一个热点。近年来, 随着全球气候异常认识的不断深入和全球观测资料的日趋完善, 学者们在研究季风自身结构、成因及规律的基础上, 把它作为全球气候变化的一个重要环节, 从“全球”和“主动”(“global” and “active”) 的观点来对亚洲季风活动对其他环流系统的影响进行更为深入的探讨。最近的研究表明<sup>[1~3]</sup>, 在全球气候变化中亚洲季风不完全是一个被动的因子, 季风系统振幅和位相的变动通过改变行星尺度表面风场对海气藕合系统产生影响。Yasunari<sup>[4]</sup>还进一步提出了 MAOS ( Monsoon and Coupled Atmosphere / Ocean System) 的概念, 他认为夏季 MAOS 的异常会通过 Rossby 波的传输对北太平洋热带外地区环流异常产生影响。有关这方面研究, 我国学者也进行了探索, 李崇银指出<sup>[5,6]</sup>频繁的强大东亚大槽活动可以持续把能量传到赤道中、西太平洋地区, 导致那里大气环流异常 (信风减弱, 对流加强) 最终可导致 ENSO 的发生。我们最近的研究发现<sup>[7]</sup>, 亚洲夏季风的活动会激发出从亚洲经太平洋至北美洲的一个大气遥相关型, 它可能与这些地区的气候异常相联系。

上述的研究从诊断事实上揭示了亚洲季风活动对其他环流的影响, 但相关的机制特别是亚洲夏季风活动激发大气遥相关的物理机制仍然是不清楚的。Simmons 等<sup>[8]</sup>和 Horel 等<sup>[9]</sup>分别用正压不稳定和 Rossby 波的频散来解释冬季的大气遥相关现象, 而这

1997-07-28 收到, 1999-01-04 收第三次修改稿

\* 现在工作单位: 中山大学大气科学系, 广州, 510275

两种目前较为成熟的遥相关动力学到底在多大程度上适用于夏季,还有待进一步探讨。况且无论是 Rossby 波传播还是气候流的正压不稳定均不能完全解释实际大气中的遥相关情况。比如,还没有可靠的观测事实表明 PNA 型的建立是滞后于 ENSO 强迫的,如果是通过波传播应该有一个滞后时间,而 Lau 等的研究还指出<sup>[10]</sup>, PNA 型的热带部分比其更强的北面位相迟出现,看来波传播可能不是遥相关的唯一和直接的原因。由于遥相关型具有相当正压结构,最有可能的直接机制便是正压不稳定,Simmons 虽然用其成功解释了遥相关型的振幅分布,但由于不稳定正规模(Normal mode)的增长率不够以及正压不稳定的触发机制不明确,影响了它的说服力。为了弥补这些方面的不足,本文在讨论亚洲夏季风活动对遥相关的激发机制时,除了研究遥相关型与不稳定正规模的联系外,还通过对伴随模(Adjoint mode)的分析来讨论激发不稳定模态的最有利初始条件;另外,由于正规模无法反映不同时间段内不稳定扰动的结构及增长,我们还引入有限时间不稳定(Finite-time instability)的奇异矢量(Singular vector)方法<sup>[11]</sup>,该方法可反映各时间段内获得最优增长的扰动结构和增长率,它最先被用于可预报性研究<sup>[12]</sup>和集成预报方法的构造<sup>[13]</sup>,我们将其用于遥相关物理机制的探讨,可望会取得更合理的结果。

本文首先给出夏季风活动激发的 200 Pa 遥相关型及强、弱季风所对应的环流基本特征,然后从环流基本态的变动,最不稳定正规模及有限时间奇异矢量的空间结构与亚洲夏季风的联系来分析遥相关型建立的内部物理原因。

## 2 夏季风活动所激发的 200 Pa 遥相关型及强弱季风所对应的环流基本态

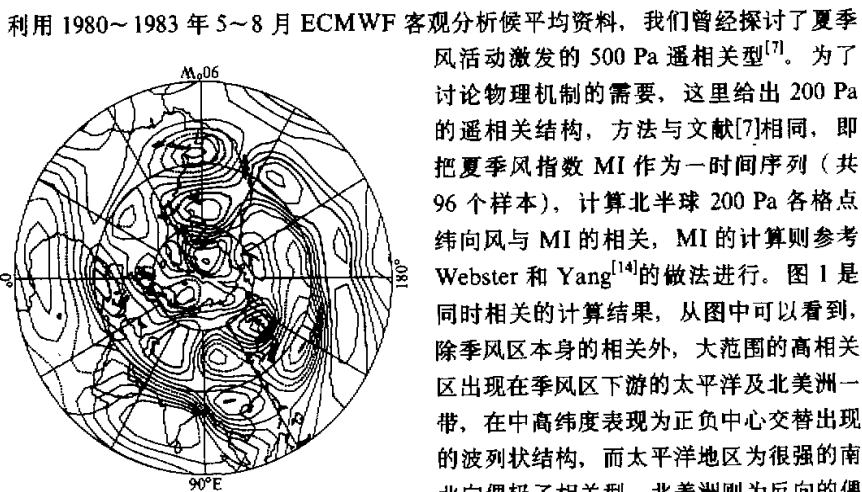


图1 季风指数与 200 Pa 纬向风的同时相关  
实线: 正相关; 细虚线: 负相关  
粗虚线以内为信度超过 0.01 的相关区

利用 1980~1983 年 5~8 月 ECMWF 客观分析候平均资料,我们曾经探讨了夏季风活动激发的 500 Pa 遥相关型<sup>[7]</sup>。为了讨论物理机制的需要,这里给出 200 Pa 的遥相关结构,方法与文献<sup>[7]</sup>相同,即把夏季风指数 MI 作为一时间序列(共 96 个样本),计算北半球 200 Pa 各格点纬向风与 MI 的相关,MI 的计算则参考 Webster 和 Yang<sup>[14]</sup>的做法进行。图 1 是同时相关的计算结果,从图中可以看到,除季风区本身的相关外,大范围的高相关区出现在季风区下游的太平洋及北美洲一带,在中高纬度表现为正负中心交替出现的波列状结构,而太平洋地区为很强的南北向偶极子相关型,北美洲则为反向的偶极子相关型。这种遥相关反映的环流特征是:当亚洲夏季风加强时,北太平洋热带

西风加强, 中高纬西风减弱。这样有利于洋中槽的加深, 同时北美地区西风带北移。另外我们还注意到, 紧接季风区的负相关, 东亚中纬度地区有一正相关区, 虽然相关程度不很高, 只有小范围达 0.01 的信度, 但也可以反映出当夏季风加强时, 东亚上空西风急流加强, 有利于青藏高原高压东部型的建立。

除了相关计算外, 我们还从 1980~1983 年 5~8 月 96 个候中选取 24 个强季风候和 16 个弱季风候进行合成分析。图 2a、b 分别是 24 个强季风候和 16 个弱季风候 200 Pa 纬向风距平的合成结果, 从图中可见它们所表现的特征与相关分析结果是一致的, 即从亚洲季风区到北美大陆强, 弱季风候正负异常中心呈相反配置。另外从图中我们还注意到, 太平洋地区南北向偶极子型的位置在强季风候更靠近太平洋西岸, 而弱季风候则靠近东岸。为了了解强季风活动对环流异常产生的影响, 我们对滞后于 24 个强季风候的 200 Pa 环流状况进行了合成。在滞后 2~4 个候的纬向风或流函数的合成图上可以看到, 从亚洲季风区到北美洲西岸, 有一发展成成熟的波列状异常型, 在滞后两候的合成图上表现得最为清楚。这里我们只给出滞后两候的流函数的合成情况, 见图 3。

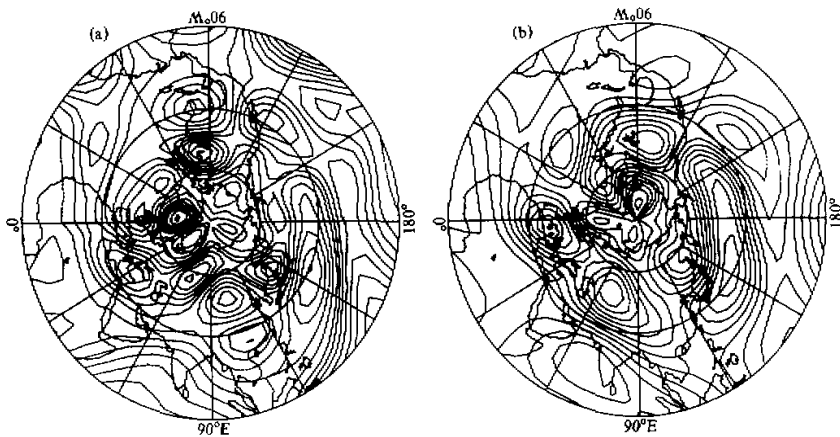


图 2 强、弱季风候 200 Pa 纬向风异常合成图

(a) 24 个强季风候合成; (b) 16 个弱季风候合成。实线: 正距平; 虚线: 负距平

正压不稳定扰动的发展与大气环流的基本态有关, 为此我们先用合成的方法给出强、弱季风候所对应的环流基本态。图 4a、b 分别为 24 个强季风候和 16 个弱季风候纬向风分布。从图中可以看到, 强弱季风候的环流基本态总体上没有本质区别, 热带东风急流主要出现在亚洲季风区, 而中纬地区有西风急流存在。它们只是在位置和强度上有所不同, 强季风候热带东风急流比弱季风候强且位置更为偏北, 强季风候西风急流的主体位置位于南亚高压北侧, 而弱季风候西风急流的位置偏东延伸至东太平洋。这可能与经圈环流变化有关, 当夏季风活跃时, 季风区对流加热增强, 季风经圈环流加强, 而经向非地转运动向中高纬输送角动量会导致中高纬地区西风急流加速<sup>[15]</sup>, 从而造成了强弱季风候西风急流位置的差异。

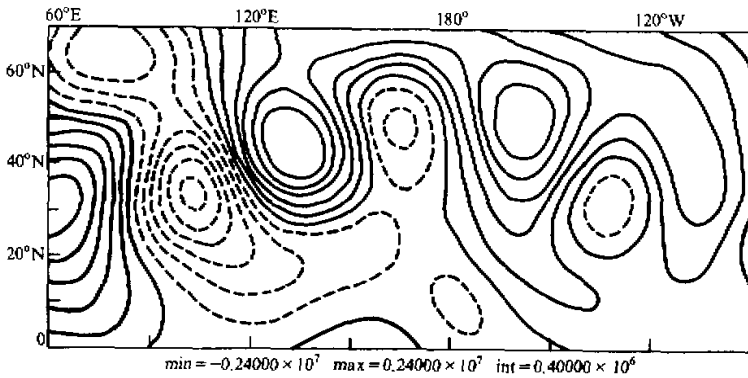


图 3 滞后于强季风候二候的 200 Pa 流函数距平场合成图  
实线: 正距平; 虚线: 负距平

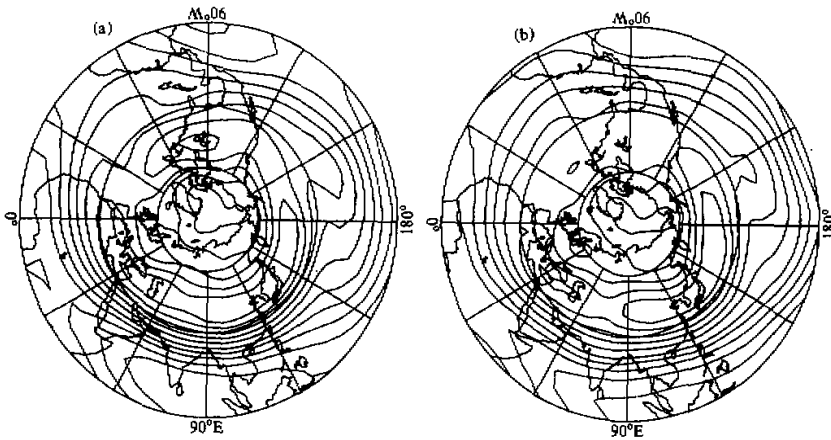


图 4 200 Pa 强、弱夏季风的环流基本态  
(a) 强季风; (b) 弱季风, 实线: 西风; 虚线: 东风

### 3 强、弱季风基本流下正规模的结构及激发与大气遥相关型

给出了遥相关型及基本流的结构即可对其物理机制进行研究。关于基本流的正压不稳定问题, 大多是基于以下准地转涡度方程进行的<sup>[8,16]</sup>,

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + J(\Psi, \xi + f) + K \nabla^4 \xi + \gamma \xi = F, \quad (1)$$

其中  $\Psi$  为流函数,  $\xi = \nabla^2 \psi$  为涡度,  $J$  为雅可比算子,  $\gamma$  为耗散系数,  $F$  为强迫项,  $K$  为双调扩散系数,  $f = 2\Omega \sin \varphi$ 。

定常平直基本流自然满足涡度方程, 但以纬向变化的实际气流作基流时, 就需要对

其维持方式作一假定。为了使基本流满足定常条件, 假定存在某种形式的涡度强迫项使其满足

$$F = J(\bar{\Psi}, \bar{\zeta} + f) + \gamma \bar{\zeta} + k \nabla^4 \bar{\zeta}, \quad (2)$$

对以上强迫的基本流做小扰动, 即可得到线性化的扰动涡定方程:

$$\frac{\partial \xi'}{\partial t} + J(\bar{\Psi}, \xi') + J(\Psi', \bar{\zeta} + f) + K \nabla^4 \xi' + \gamma \xi' = 0. \quad (3)$$

考虑球面大气, 利用球谐函数对上式进行谱展开, 并采用三角形方式截断。涡度展开式为 (后面式子中的撇号“'”已略去)

$$\xi = \sum_{m=-j}^j \sum_{n=m}^j \xi_{mn} P_n^m(\mu) e^{im\lambda}, \quad (4)$$

其中  $\mu = \sin\varphi$ ,  $\varphi$  为纬度,  $\lambda$  为经度,  $P_n^m$  为  $n$  阶连带勒让德多项式。由上式可得流函数的展开式:

$$\psi = - \sum_{m=-j}^j \sum_{n=|m|}^j \bar{\xi}_{mn} P_n^m(\mu) e^{im\lambda} / C_n^2, \quad (5)$$

其中  $C_n = n(n+1)$ 。将上式代入 (3) 式并作 T21 波截断, 考虑角动量守恒, 某些分量可取为零, 即可得到维数  $N=480$  关于谱系数的常微分方程组:

$$dX/dt = AX, \quad (6)$$

其中  $X$  为由 480 个球谐系数组成的向量,  $A$  为  $480 \times 480$  阶矩阵。(6) 式便构成了矩阵的本征值问题, 其通解可以写成

$$x = \sum C_j e_j(t), \quad (7)$$

其中  $C_j$  为常数, 代表初值在各本征矢量上的投影系数,  $e_j(t) = E_j e^{\lambda_j t} = (E_j^i \cos\omega_j t + E_j^i \sin\omega_j t)$  为对应于本征值  $\lambda_j = \sigma_j - \omega_j i$  和本征向量  $E_j = E_j^i + E_j^i i$  的正规模。不难看出本征值的虚部  $\omega_j$  和实部  $\sigma_j$  分别对应正规模的频率和增长率, 而本征向量则代表正规模的结构。

通常的正压不稳定研究, 往往把正规模的增长率作为衡量扰动发展的标志, 而 Zhang<sup>[17]</sup> 的研究指出, 在讨论扰动发展时, 除了注意正规模的指数增长率、周期和结构外, 还应考虑如何最有效地激发正规模, 使扰动在最不稳定正规模上获得最大投影。考虑到正规模的非正交性, 为了获得最优初始扰动的结构, 他引入伴随算子和伴随模的概念, 若  $M$  满足

$$(\eta_j, A\xi) = (M\eta_j, \xi), \quad (8)$$

则  $M$  称为  $A$  的伴随算子。显然  $M$  的本征集与  $A$  完全相同, 称之为伴随模。  $M$  的本征向量即为在正规模上获得最大投影的初始状态, 是最优初始扰动的结构。

根据上述计算正规模及伴随模的方法, 分别针对上一节给出的北半球 200 Pa 强、弱季风所对应的环流基本态进行分析。在计算时取流函数北半球与南半球反对称, 且 Rayleigh 摩擦系数取值与文献[17]相同, 即取耗散系数  $\gamma=0$  而  $k=2.0 \times 10^{16} \text{ m}^4 \text{ s}^{-1}$ 。

如果大气遥相关是由正压不稳定引起, 那么它所体现的必然是增长最快的模态特征。这里首先分析最不稳定正规模的情况。图 5a、b 分别给出强季风和弱季风基本流

下最不稳定正规模的结构, 从图 5a 可以看到, 强季风对应的最不稳定正规模正负距平中心主要集中于东亚、太平洋以及北美洲一带, 中高纬地区表现为波列状结构特征, 太平洋中部地区有一很强的南北向偶极子存在, 这与第二节给出的夏季风激发的遥相关型甚为相似。因此可以认为基本气流下正压不稳定发展是产生这种环流异常型的直接原因。从弱季风候对应的最不稳定正规模结构 (图 5b) 来看, 其正负异常中心的配置与强季风是相似的, 只是中心的位置有不同程度的东移, 其中太平洋中部的异常中心东移了 20 个经度。第二节距平场的合成分析也发现, 弱季风候太平洋地区的偶极子更靠近太平洋东岸, 与这里的结果是很一致的。这可能与西风急流的位置变化有关, 因为前面已经指出弱季风候西风急流的主体和强季风候相比位置更加偏东。由此可见, 季风活动、基本流的变动, 正压不稳定正规模的发展以及北半球夏季环流异常是紧密地联系在一起。

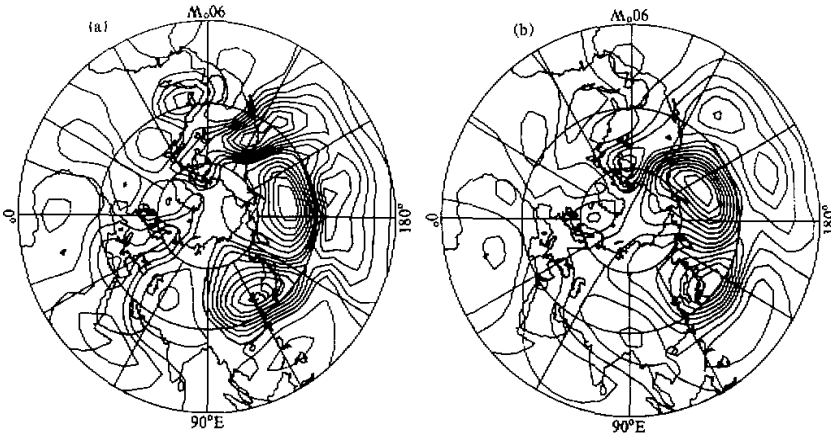


图 5 强、弱夏季风不稳定正规模结构  
(a) 强夏季风; (b) 弱夏季风, 实线: 正距平; 虚线: 负距平

除了分析不稳定正规模的结构外, 我们还给出了它们的增长率和振动周期。与图 5a 对应的强季风候最不稳定正规模的振动周期为 17 天, e 倍折叠时间 (e-folding time) 为 9.8 天, 与图 5b 对应的弱季风候最不稳定正规模的振动周期为 19 天, e 倍折叠时间 10.4 天。与异常环流发展的实际情况相比, 正规模的增长率是偏小的。因为它反映的是整体时间的增长。下一节我们将会看到在某些特定的时间段内, 正压不稳定的增长会远比正规模快, 因此我们仍然可以用基流下正压不稳定来解释大气遥相关型的建立。

上述的分析揭示了强、弱季风基流下最不稳定正规模的发展与遥相关型的联系, 但它是如何被激发的, 与亚洲夏季风活动又有何关联, 下面我们将通过伴随模的分析对此进行探讨。

与图 5 对应的强、弱季风最不稳定正规模的伴随模如图 6 所示。从图 6a 可以看到, 强季风候所对应的伴随模亦即最优初始扰动的中心主要位于亚洲季风区, 其中东亚

1 A /

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10

以及日本列岛附近的太平洋地区的两个中心为最强, 且正负中心交替出现, 呈波列状结构。这意味着亚洲季风区的扰动或波动, 能在其下游的太平洋直至北美地区激发不稳定正规模发展而导致该地区的遥相关环流异常型。这是一个十分有趣的结论, 它表明 Rossby 波频散理论和正压不稳定理论在大气环流异常的发展过程中并非互不相容或相互独立的, 波动或扰动当其处于有利位置时会通过激发不稳定模态发展来造成大气环流异常。

关于弱季风伴随模的情况 (见图 6b), 与强季风是很相似的, 只是东亚地区的正中心移到了西太平洋暖池区一带, 这可能表明亚洲夏季风弱时, 西太平洋暖池区的扰动在造成北半球环流异常时也将起重要作用, 特别是暖池区的正中心与它北面日本列岛的负中心正好与 Nitta<sup>[18]</sup>所揭示的夏季西太平洋地区云量的一个变化型——PJ 型 (Pacific Japan Pattern) 十分一致, 他后来的诊断<sup>[19]</sup>也表明 PJ 型的变化会造成北半球大气环流的遥相关。

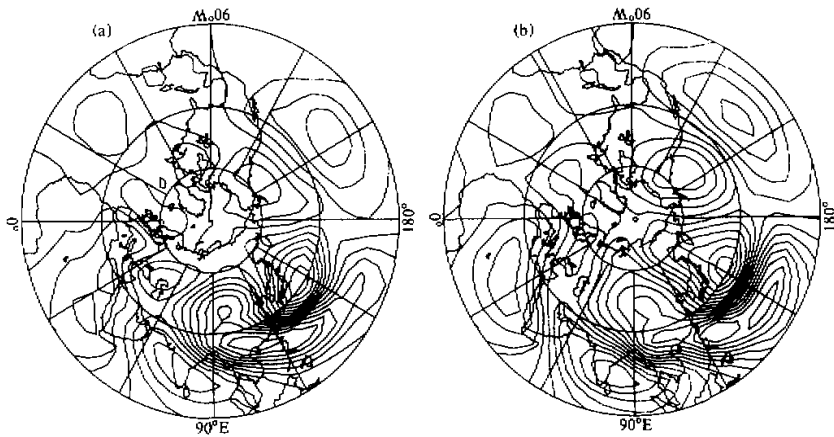


图 6 强、弱夏季风最不稳定正规模所对应的伴随模  
(a) 强夏季风; (b) 弱夏季风。实线: 正距平; 虚线: 负距平

#### 4 有限时间不稳定奇异矢量与大气遥相关型

上一节我们讨论了正压不稳定正规模与夏季风激发的大气遥相关型的联系, 为了弥补正规模增长率偏小以及非正交性等方面的不足, 下面我们用有限时间不稳定的奇异矢量方法研究特定时间段内正压不稳定获得最优增长的扰动型结构及增长率, 从而对夏季风活动激发遥相关的物理机制进行更深入的探讨。

先将有限时间不稳定的研究方法作简单介绍 (详见文献[11]、[12])。对于由正压涡度方程用谱方法导出的动力系统  $dX/dt = AX$  [方程(6)], 由于  $A$  只与基本流有关, 假定在  $t_0 - t_1$  时段内基流不变, 则 (6) 式可写成

$$X(t_1) = B(t_1, t_0)X(t_0), \quad (9)$$

其中

$$B(t_1, t_0) = \exp[A(t_1 - t_0)]. \quad (10)$$

若  $X$  是流函数, 定义范数

$$E(t) = [\psi(t), \psi(t)] = \int_V \nabla\psi(t) \cdot \nabla\psi(t) dv, \quad (11)$$

它表示 (两倍) 旋转动能. 将 (9) 式代入 (11) 式得

$$E(t_1) = [B(t_1, t_0)X(t_0), B(t_1, t_0)X(t_0)], \quad (12)$$

定义伴随矩阵  $B^*$ :  $(f, Bg) = (B^*f, g)$ , 那么

$$E(t_1) = [B^*(t_1, t_0)B(t_1, t_0)X(t_0), X(t_0)]. \quad (13)$$

由上式可知, 只有当  $B^*(t_1 - t_0)B(t_1 - t_0)$  的特征值为最大时, 扰动才能在  $t_1$  时刻获得最大旋转动能. 因此最大特征值所对应的特征矢量 (称为奇异矢量) 所代表的扰动在  $t_0 - t_1$  时段内增长最快. 根据伴随算子的性质可知,  $B^*B$  的特征函数  $\xi_i(t_0)$  便构成了一个完备正交基底, 利用它可展开任何形式的扰动.

根据以上提供的方法, 我们同样以第二节给出的强夏季风的合成作为基本态来讨论有限时间最优扰动的结构. 观测研究表明, 一个成熟的异常环流只需约 5 天的发展时间<sup>[20]</sup>, 因此我们只讨论前 6 天的情况. 图 7 给出了强季风候第 3 天以及第 6 天的最优扰动结构, 由图可见, 主要正负中心均位于亚洲季风区的下游地区, 而且正负中心交替出现呈波列状结构. 随着积分时间的增加, 异常往其更下游的地区加强, 到第 6 天, 最东边的异常中心出现在北美洲东岸. 这种最优扰动的结构与第二节给出的滞后于强季风候的流函数距平的合成 (见图 3) 十分相似, 即在东亚和东太平洋分别有正中心出现, 中太平洋有强负中心出现, 而北美洲东岸有弱的负距平中心出现. 由此可见, 有限时间段内正压不稳定最优扰动的增长是造成这种环流异常型的可能原因.

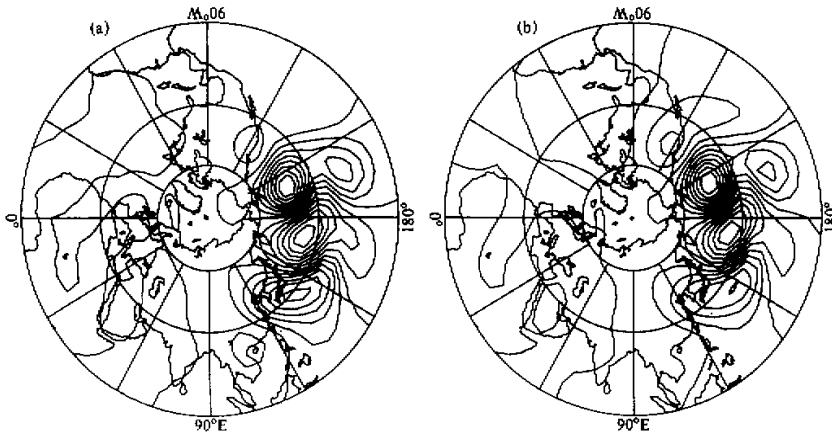


图 7 强夏季风有限时间不稳定最优扰动结构

(a) 第 3 天; (b) 第 6 天. 实线: 正距平, 虚线: 负距平



从 (13) 式得知, 矩阵  $B * B$  特征值的大小, 决定了有限时间不稳定扰动动能的大小。表 1 给出了强、弱季风候  $B * B$  不同积分时间最大特征值的演变, 从表中

表 1 有限时间不稳定特征值的变化

积分时间 / h	12	48	72	144
强季风候	3.0	7.0	14.1	25.1
弱季风候	3.0	5.6	10.3	18.1

可以看到在强季风候环流背景下, 最优扰动动能 2 天即可增长一倍多, 与正规模相比, 这种有限时间段内正压不稳定扰动的增长要快得多。在弱季风候的环流背景下, 最优扰动的发展稍慢于强季风候, 但仍然要高于正规模的增长速度。

## 5 结语

本文通过相关计算、合成分析等手段研究了亚洲夏季风活动激发的北半球 200 Pa 遥相关型, 并且在强、弱季风候环流基本态的基础上, 利用正压不稳定正规模、伴随模以及有限时间奇异矢量法讨论了亚洲夏季风活动激发北半球夏季遥相关型的可能物理机制。主要的结论如下:

(1) 亚洲夏季风活动激发的 200 Pa 遥相关主要出现于亚洲季风区及其下游地区, 除了表现为中高纬地区的正负中心交替出现的波列状结构外, 太平洋地区还有一很强的南北向偶极子出现。

(2) 正规模的计算结果表明, 最不稳定正规模与夏季风激发的遥相关型有相似的结构。正规模的结构则受西风急流影响, 弱季风候西风急流位置比强季风候偏东, 因此环流异常中心也有所东移。

(3) 不稳定正规模的发展需要有激发机制, 伴随模的分析结果表明, 亚洲季风区的扰动或波动处于激发最不稳定正规模发展的最优位置, 因此夏季风活动通过对其下游地区不稳定正规模的激发可能是导致北半球夏季大气遥相关的重要原因。

(4) 有限时间不稳定奇异矢量的研究表明, 在特定时间段内正压不稳定模态的发展可以远比正规模快, 而且最优扰动的结构与滞后于强季风候的大气环流异常型相似, 从而进一步说明了基流下正压不稳定扰动的发展可能是夏季风活动激发大气遥相关直接的内部物理机制。

## 参 考 文 献

- 1 Meehl, G., 1987, The annual cycle and interannual variability in the tropical Pacific and Indian Ocean regions, *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 27~50.
- 2 Meehl, G., 1989, The coupled ocean-atmosphere modeling problem in the tropical Pacific and Asian Monsoon regions, *J. Clim.*, **2**, 1146~1163.
- 3 Yasunari, T., 1990, Impact of Indian monsoon on the coupled atmosphere / ocean system in the tropical Pacific, *Meteor. and Atmos. Phys.*, **44**, 29~41.
- 4 Yasunari, T. and Seki, Y., 1992, Role of the Asian monsoon on the interannual variability of the global climate system, *J. Met. Soc. Japan*, **70**, 177~188.
- 5 李崇银, 胡季, 1987, 东亚大气环流与埃尔尼诺相互影响的一个分析研究, *大气科学*, **11**, 359~364.
- 6 李崇银, 1988, 频繁的强东亚大槽活动与 El Niño 的发生, *中国科学 (B 辑)*, **31**, 667~674.

- 7 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.
- 8 Simmons, A. J. et al., 1983 Barotropic wave propagation, instability and atmospheric teleconnection patterns, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1363~1392.
- 9 Horel, J. D. and J. M. Wallace, 1981, Planetary scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 813~829.
- 10 Lau, K. M. and T. J. Phillips, 1986, Coherent fluctuations of extratropical geopotential height and tropical convection in intraseasonal time scales, *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1164~1181.
- 11 Borges, M. D. et al., 1992, Barotropic instability and optimal perturbations of observer non-zonal flows, *J. Atmos. Sci.*, **49**, 335~354.
- 12 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.
- 13 Mureau, R. et al., 1993, Ensemble prediction using dynamically conditioned perturbations, *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **119**, 299~323.
- 14 Webster, P. J. and Song, Y., 1992, Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems, *Q. J. Meteor. Soc.*, **118**, 877~926.
- 15 Schubert, S. D. et al., 1991, Low-frequency intraseasonal tropical-extratropical interactions, *J. Atmos. Sci.*, **48**, 629~650.
- 16 Frederiksen, J. S., 1988, Alternative theories of atmospheric teleconnections and low-frequency fluctuations, *Rev. Geophys.*, **26**, 459~494.
- 17 Zhang, Z., 1988, The linear study of zonally asymmetric barotropic flows, Ph. D. Thesis, University of Reading, 7~33.
- 18 Nitta, T., 1986, Long-term variations of clouds amount in the western Pacific region, *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 373~390.
- 19 Nitta, T., 1987, Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373~390.
- 20 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.

## Mechanisms of the Atmospheric Teleconnection Associated with Activity of the Asian Summer Monsoon Part I: Analyses of the Normal Modes and the Finite-Time Unstable Singular Vectors

Li Weibiao and Ji Liren

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

**Abstract** There are two plausible mechanisms which can result in the anomalies of the atmospheric circulation, i.e., the internal and external processes. In Part I, by means of the theories of the normal mode and the finite-time unstable singular vector the internal mechanisms by which the activities of the Asian summer monsoon (ASM) lead to the atmospheric teleconnection during boreal summer are studied. It is shown that the disturbances or waves over the Asian monsoon region are most efficient in exciting the unstable modes along its downstream region, which results in the anomalies of the atmospheric circulation from the East Asia across the Pacific to the North America. The results of the external forcing mechanisms related to this issue will be presented in Part II.

**Key words** Asian summer monsoon most efficient initial disturbances excite unstable mode