

大气对外强迫低频遥响应的数值模拟

I: 对赤道东太平洋 SSTA 的响应*

肖子牛 李崇银

(LASG, 中国科学院大气物理研究所, 北京, 100080)

提 要

本文通过在 IAP-GCM 上实现的数值模拟, 研究了大气对赤道东太平洋地区暖 SSTA 的响应, 着重讨论了大气遥响应的性质和演变过程。

数值模拟清楚地表明, 大气对异常外源的响应主要是一种具有 30—60 天周期的低频遥响应。分析不同地区和不同季节这种强迫响应的 30—60 天低频振荡的结构及活动, 可以清楚看到它与大气中实际存在着的 30—60 天振荡极为相似。因此也可以认为, 大气对海温异常的强迫遥响应是激发产生全球大气 30—60 天振荡的重要机制。

关键词: 30—60 天大气振荡; 低频遥响应; 波列; 带通滤波。

一、引 言

由于直接同长期天气和短期气候异常密切相关, 并且被认为同 El Nino 事件的发生有一定联系, 大气中 30—60 天低频振荡的研究越来越引起人们的注意, 并已成为当前大气科学研究的前沿课题之一。目前, 有关大气 30—60 天振荡的资料分析研究较多, 而在理论和数值模拟方面的研究工作还有待于进一步深入开展, 尤其是对于中高纬度地区的 30—60 天振荡。

回顾历史, 早在 70 年代初 Madden 等就从热带风场的分析研究中发现了 40—50 天周期振荡现象^[1], 以后, Yasurari 发现印度季风区云量也有 30—50 天周期变化^[2], Krishnamurti、Murakami 等发现南亚季风活动普遍有 30—50 天的周期振荡现象^[3,4]。最近, K. M. Lau 等^[5,6]和 Murakami 等^[7,8]应用 OLR 资料分析研究了 30—50 天低频振荡的移动特性, N. C. Lau 和 K. M. Lau 用 GFDL-GCM 的 12 年模式积分输出的结果, 讨论了低频振荡的三维结构及演变^[9]。随着研究工作的深入, 人们对低频振荡有了越来越多的了解, 并指出了 30—60 天低频振荡与 ENSO 现象可能存在的联系^[10,11], 这样, 无论对于短期气候变化还是对于年际气候变化的机理, 大气低频振荡都成为人们关注的焦点。

1990 年 11 月 6 日收到, 1991 年 4 月 2 日收到修改稿。

* 本研究得到国家自然科学基金的部分资助。

关于热带大气中30—60天低频振荡的动力学机制也有不少研究,并逐步明确了积云对流反馈在激发和维持热带大气30—60天振荡中的重要作用。C. P. Chang最早指出热带大气低频变化可能同积云加热有关^[13]。李崇银率先把CISK机制引入30—60天振荡的动力学研究^[13]。其后, K. M. Lau等^[14]、Takahashi^[15]及C. P. Chang等^[16]进一步研究了在积云加热反馈下Kelvin波的活动,形成了CISK-Kelvin波理论。针对热带大气30—60天振荡既东传又有西传的情况,以及其能量频散特征,李崇银又提出了CISK-Rossby波机制^[1]。Harry等也证实了在CISK mode中Rossby波和Kelvin波共存的可能性^[17]。

随着中高纬度地区30—60天大气振荡的揭露^[18,19],人们已普遍认为30—60天振荡是全球大气运动的一个重要特征。然而,全球大气中的30—60天振荡是怎样产生的,并未完全清楚。

虽然有关大气对外源强迫的响应的数值模拟研究表明,大气对外源强迫(尤其是海温异常)可以有明显的遥响应,并且通过二维Rossby波列把热带地区的扰动能量传送到温带地区,形成一个比较稳定的PNA遥相关型^[20]。但是,这种遥响应的特性并不很清楚,尤其是它们属于哪种类型的遥响应尚未有过研究。另一方面,30—60天大气振荡的分析研究表明,30—60天振荡的水平结构同遥相关型非常类似^[21]。因此也自然会想到大气遥相关(遥响应)同30—60天振荡及其活动的关系。

本文将用IAP-GCM的数值模拟结果,从遥响应的时演变研究大气对赤道东太平洋SST正异常所产生的遥响应的性质及其活动。

二、数值模拟及资料处理

本文的数值模拟采用中国科学院大气物理研究所的两层环流模式(IAP-GCM)。该模式为格点(格距为5°经度×4°纬度)原始方程模式,包含了较完全的大气物理过程。模式的详细情况可参阅模式文本及有关论文。

为了模拟遥响应,我们采用了两个试验。其控制试验用IAP-GCM稳定积分3年后第4年的输出结果,记为CF场。另一个试验是异常试验,在数值积分时我们将赤道东太平洋地区1月份的海温用控制试验时的海温(SST_0)与一个异常海温场(SSTA)之和来代替,即 $SST = SST_0 + SSTA$ 。异常海温的分布如图1所示,在90°—130°W, 5°N—5°S地区, $SSTA = 1.8^\circ\text{C}$; 在中心最大增暖区之外直到80°—170°W, 10°S—10°N范围, $SSTA = 1.0^\circ\text{C}$; 在最外圈(80°—175°W, 15°S—15°N), $SSTA = 0.5^\circ\text{C}$ 。上述异常海温仅加在1月份,在积分1年的其余时间,其海温同控制试验完全一样。我们把异常试验的1年输出结果记为FSSTA。把异常试验的积分结果与控制试验的积分结果之差记为 $\Delta FSSTA = FSSTA - CF$, $\Delta FSSTA$ 实际可视为大气对赤道东太平洋海温正异常的强迫响应。我们将主要分析每5天(候)的

1) Li Chongyin, 1988, Intraseasonal (30—50 day) oscillations in the atmosphere Summer School on Long scale Dynamics of the Atmosphere (Beijing), 361—393.

Δ FSSTA 平均结果, 从而讨论这种响应的性质及活动特征。

为了突出响应场中 30—60 天振荡的情况, 同研究大气 30—60 天振荡的其它工作一样, 对 Δ FSSTA 资料也作了递归带通滤波处理^[22], 带通滤波器的频率响应曲线的中心, 相应周期为 45 天; 响应值为 0.5 时所对应的周期分别为 30 天和 67.5 天。因此带通滤波结果仅保留了 30—60 天振荡。

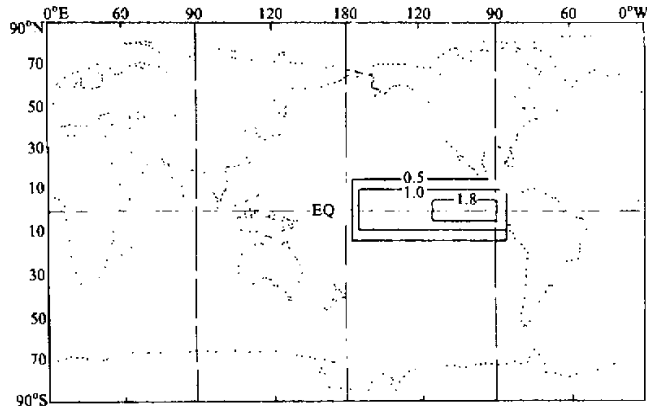


图1 赤道东太平洋海温异常(强迫)场
单位为 $^{\circ}\text{C}$ 。

三、大气对赤道东太平洋海温异常所 激发遥响应的低频特征

太平洋赤道地区的海温异常, 会在大气中远至温带地区激发产生遥响应, 已有观测资料的分析和数值模拟两方面研究。Horel 和 Wallace 指出, 在一个暖的 SSTA 强迫下, 北半球冬季可出现一种 PNA 型异常^[23]。Blackmon 等用 GCM 模式对赤道东太平洋海温异常所作的 1 月气候异常研究也表明, 在温带地区 500 hPa 高度场的异常与观测到的 PNA 型极其相象^[24]。而且 700 hPa 高度场异常、纬向风和温度场的异常也都同 PNA 型相类似。上述结果说明, 北半球冬季的大气环流异常, 或者 PNA 型的出现, 可以通过赤道中太平洋地区大气的异常加热作用激发引起。

分析我们得到的 Δ FSSTA 的 500 hPa 高度场, 可以看到大气对 SSTA 加热场的响应十分强烈。考查逐月的月平均高度场, 可以看到, 在 1 月份的 500 hPa 高度异常图上, 除了在赤道东太平洋正 SSTA 强迫地区有正值异常的直接响应外, 在其西北和东北方向已有正负异常相间的波列出现。在 2 月份的平均异常图上, 则可以看到明显类似 PNA 和 EAP 的波列流型存在于北半球, 如图 2 所示。显然, 本文的结果与 Wallace 的 GCM 模拟结果很接近。另外, 在 Wallace 及其他人的分析及模拟试验中还指出, 当赤道东太平洋地区有 SSTA 的加热时, 将使得位于 150°E 赤道地区的降水

中心东移到 180° 。图 3 给出的是本实验得到的降水量距平的 1—3 月平均场。可以看到在赤道、 150°E 地区是一负值区，而在 180° 附近的太平洋中部是正距平区。这一结构显示了降水中心的明显东移。

上述分析清楚地表明，本文的数值模拟结果较好地反映了大气对赤道东太平洋正 SSTA 响应的基本特征。

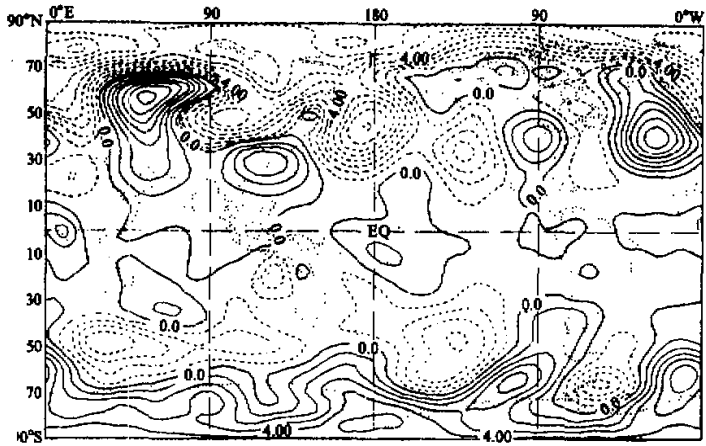


图 2 2 月份的 500hPa 位势高度响应场
等值线间隔为 ± 10 位势米

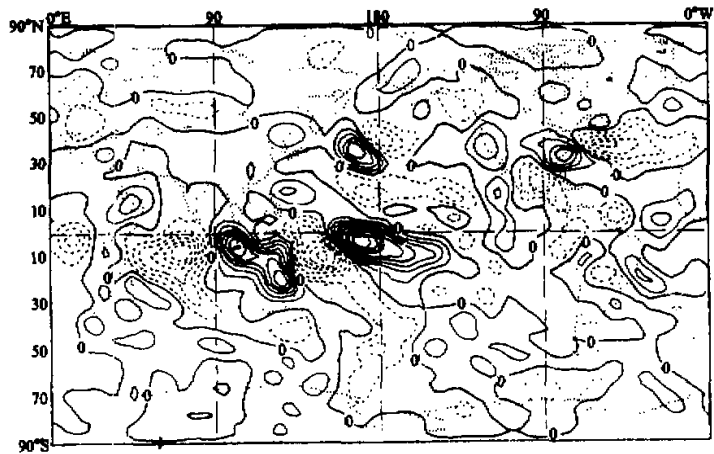


图 3 1—3 月平均的降水量距平分布
等值线间隔为 $\pm 2\text{mm}$

全球大气系统对赤道东太平洋地区正 SSTA 的响应，即使在强迫场不复存在后依然长期存在。例如在 10 月以后的 500hPa 位势高度距平场上仍有类似的 PNA 波列存

在, 扰动振幅也仍保持 100 位势米以上, 可见大气对外源强迫响应的长期性, 虽然这同大气内部过程也有重要关系。

尤其令人感兴趣的是把模拟结果进行带通滤波后, 仍然保持了滤波前的基本特征; 而且, 滤波后的扰动振幅为滤波前的 50% 以上, 这表明, 大气对 SSTA 的响应不仅可以形成类似 PNA 和 EAP 的波列流型, 而且这种遥响应主要由 30—60 天的低频成份组成。

逐候考查低频遥响应的时间序列, 可以发现, 沿 PNA 路径区域, 正负值中心有由中西太平洋经北美北部向北美东南的大西洋地区传播的特征; 并有 30—60 天的演变周期。

因此, 大气对赤道东太平洋正 SSTA 的强迫响应, 主要是具有 30—60 天周期的低频遥响应, 另一方面也可以认为, 30—60 天大气低频振荡可以由外源强迫产生。

四、低频扰动能量的空间分布和时间变化

已有的分析研究表明, 30—60 天大气振荡的能量在全球分布并不均匀, 且有季节变化。这里将讨论强迫响应的低频扰动能量的情况。

图 4 给出了 30—60 天带通滤波前后 500hPa 位势高度响应场振幅平方随纬度的分布。可以清楚看到, 滤波后的振幅平方为原振幅平方的 50% 以上, 即是说, 滤波后的振幅是原振幅的 70% 以上。这进一步证明了上一节的结论, 30—60 天的低频扰动是响应场的最主要成份。另外, 从其纬度变化可以看到, 无论在北半球还是在南半球,

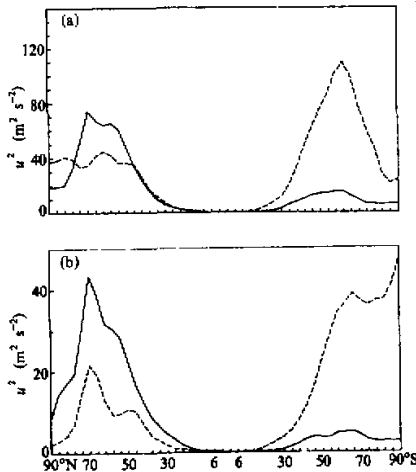


图 4 500hPa 响应高度场纬向平均的振幅平方随纬度的变化

图中实线和虚线分别表示 1 月和 7 月情况;
(a) 为滤波前, (b) 为滤波后分布

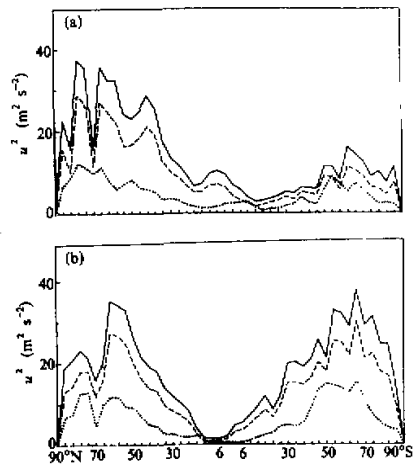


图 5 纬向平均的带通滤波纬向风平方随纬度的变化

(a) 和 (b) 分别是 1 月和 7 月的情况; 实线、虚线和点线分别表示 400hPa, 500hPa 和 850hPa

也无论冬季或夏季,滤波前后的曲线均在 $40^{\circ} - 80^{\circ}$ 纬度地区有最大峰值. 因此,响应场的 30—60 天振荡在高纬度地区是极为重要的. 低频响应的季节差异在图 4 中也非常清楚,在冬半年扰动振幅明显大于夏半年,尤其是在南半球,冬季与夏季的差别更大.

不同高度上 1 月和 7 月滤波后的纬向风异常的平方随纬度的变化如图 5 所示. 在一定意义上图 5 反映了扰动动能的分布, 因此, 低频响应的扰动动能随高度增加, 扰动动能的峰值出现在中纬度地区, 但是考虑到中纬度地区有最强的总扰动动能, 低频扰动动能在高纬度地区的贡献相对来讲就显得更突出. 冬半球的低频扰动动能一般都要比夏半球强, 尤其是在南半球更显出大的季节差异.

上面的分析表明, 大气对赤道东太平洋海温异常的 30—60 天低频响应, 在高纬度地区最为强烈; 在垂直方向上, 扰动能量随高度增加; 扰动能量有明显的季节变化, 冬半年比夏半年更强, 尤其以南半球的季节变化更明显.

五、遥响应中 30—60 天低频振荡的传播特征

前面已经指出, 热带赤道地区的 30—60 天振荡有明显东传特性; 中高纬度大气

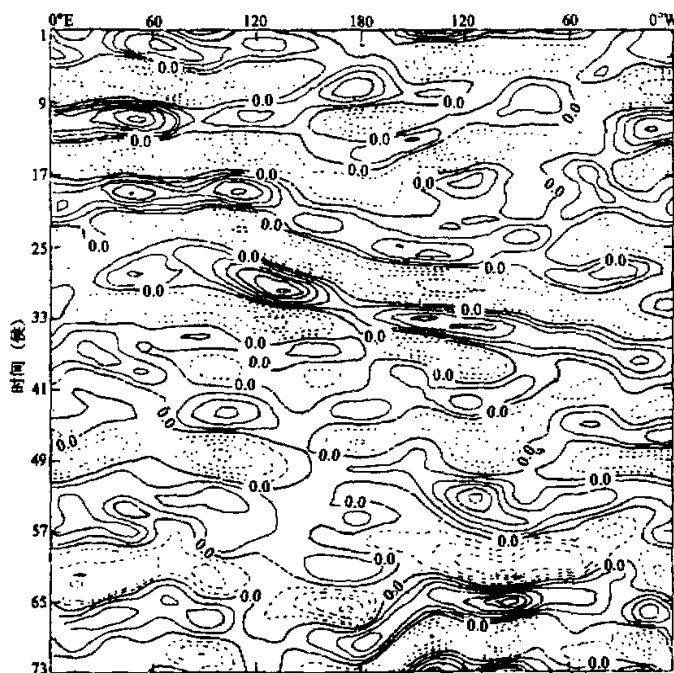


图 6 400hPa 上带滤波纬向风沿 $6^{\circ}\text{S} - 6^{\circ}\text{N}$ 纬带的时间剖面

等值线间隔为 $\pm 1\text{m/s}$.

30—60天振荡以西传为主要活动性质。既然赤道东太平洋海温异常可以激发产生30—60天大气振荡，那么这种强迫响应的30—60天振荡同实际大气中的30—60天振荡是否有类似传播特征呢？

利用不同纬度带数值模拟结果的时间剖面，不仅可以进一步显示30—60天低频响应的重要性，而且可以看到这种低频响应扰动在不同纬度有不同传播特征，同实际大气30—60天振荡很类似。

沿 6°S — 6°N 纬带，400hPa上纬向风的最大振幅在滤波前后分别为 10m/s 及 6.5m/s ，30—60天振荡明显是很重要的。从滤波前的时间剖面图上已可看到响应扰动的准周期东传现象(图略)；经过带通滤波后，30—60天振荡系统的东传更为明显(图6)。

分析赤道附近地区扰动动能的时间剖面，同样可以看到30—60天振荡明显的东传特征(图略)。

中高纬度地区的情况，可以分析500hPa响应高度场的时间剖面。带通滤波前后500hPa高度响应沿 66°N 的最大振幅分别是180和120位势米，30—60天振荡仍极为重要。滤波前的时间剖面图已显示出一定的西传特性，滤波后振荡的西传特征十

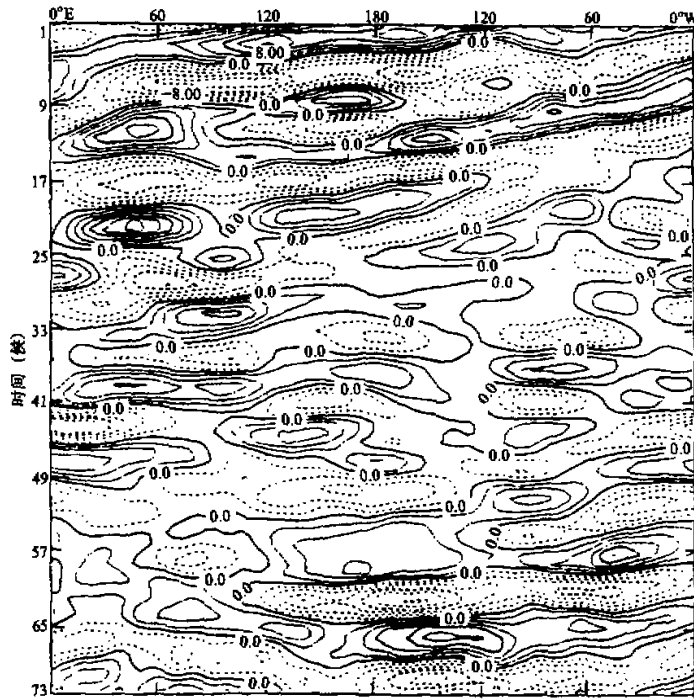


图7 500hPa上带通滤波位势高度沿 66°N 纬圈的时间剖面
等值线间隔为 $\pm 2 \times 10$ 位势米

分清楚, 如图 7 所示. 并且, 振荡的西传在冬季比在夏季更为明显.

对于 $30-38^{\circ}\text{N}$ 纬带的 400hPa 纬向风也有类似 500hPa 高度场的演变特征. 因此可以认为, 强迫响应的 $30-60$ 天大气振荡, 在不同地区和季节有其不同的纬向传播特征. 热带赤道地区基本上为东传; 中高纬度地区冬季西传明显, 而夏季的移动性不很明显, 甚至可看到东传现象, 尤其是在东半球. 上述这些结果同实际大气资料的分析结果很相似.

六、遥响应中 $30-60$ 天低频振荡的结构特征

K. M. Lau 等^[9]在分析 $30-60$ 天低频振荡的结构时指出, 在赤道热带地区的风场、气压场及高度场中, $30-60$ 天低频振荡的相位在上、下对流层反相 180° . 李崇银^[25]的资料统计分析也证实, 在赤道地区 $30-60$ 天低频振荡在对流层具有上、下反相的“斜压”结构. 他进一步指出, 在中高纬地区 $30-60$ 天振荡的正压结构很明显, 仅在南亚和东亚地区的夏季, 有类似热带的“斜压”结构.

我们对响应场的分析发现, 在 $18^{\circ}\text{S}-18^{\circ}\text{N}$ 地区, 无论冬夏, $30-60$ 天低频振荡都具有很好的上、下对流层反相的“斜压”结构. 而在北半球中高纬度的大部份地区, $30-60$ 天低频振荡都有正压特征, 只是在 90°E 附近的副热带地区才显示出“斜压”结构. 图 8 分别给出了 7 月份沿 18°N 和 1 月份沿 30°N 的带通滤波海平面气压和 500hPa 位势高度的分布. 图 8a 中对流层上下层反相特征很清楚; 而图 8b 中除 $75-100^{\circ}\text{E}$ 地区外, 正压垂直结构很典型. 由于夏季高原加热的影响, 图 8b 中的“斜压”结构区域会略有扩大. 在南半球, 热带地区的“斜压”结构和中高纬度的正压模结构同样非常清楚.

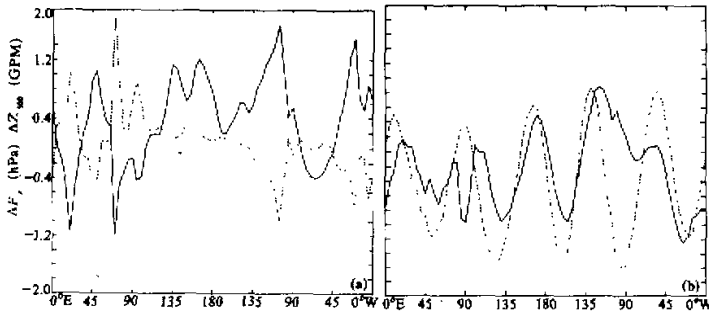


图 8 带通滤波的海平面气压(实线)和 500hPa 位势高度(虚线)的经度分布

(a) 7 月份沿 18°N 的情况;

(b) 1 月份沿 30°N 的情况.

以上分析很清楚地表明, 赤道东太平洋海温异常的强迫所激发产生的大气 $30-60$ 天振荡在垂直结构上也同实际大气中的 $30-60$ 天振荡很相似. 在热带地区, 振荡具有上、下对流层反相的“斜压”结构; 在中高纬度地区, 振荡基本上为正压模结构, 只

是在北半球东亚地区的夏季，30—60 天振荡有对流层上、下层反相的“斜压”特征。

在上一节中已经指出，在东亚中纬度地区的夏季，30—60 天低频振荡具有赤道附近地区振荡相似的东传性。这里我们又看到，东亚中纬度地区尤其在夏季，30—60 天振荡还具有同热带大气 30—60 天振荡相同的“斜压”结构。因此，东亚是中纬度的一个特殊地区，30—60 天振荡在那里更多具有热带的特性，对其活动的深入研究是很必要的。

七、结 语

通过本文的数值模拟研究，我们可以清楚地看到，全球大气对赤道东太平洋海温正距平可以出现较长时间的遥响应；而且，大气对这种加热强迫所产生的遥响应，主要是一种低频遥响应。因为遥响应的时间演变大致具有 30—60 天的低频周期，同时 30—60 天振荡在响应场中占有主要地位。

进一步研究响应场中 30—60 天振荡的基本特性，还可以得到以下结论：

(1) 赤道东太平洋海温异常可以在全球大气中长时间激发产生广泛的 30—60 天低频振荡，海温异常的强迫是产生大气 30—60 天振荡的重要机制。

(2) 响应场中 30—60 天振荡在中高纬，尤其是高纬度地区，有较大扰动能量。说明在中高纬度地区大气对热带扰源有最强的响应，热带地区的扰动能量，以 30—60 天低频振荡的形式，在中高纬度地区得到了最大的发展。

(3) 强迫响应的 30—60 天大气振荡在传播规律和结构特征方面都与实际大气 30—60 天振荡非常一致。在热带地区具有垂直“斜压”结构，并表现为向东传播；在中高纬度地区为垂直正压结构，并主要向西传播。

(4) 强迫响应的 30—60 天振荡在冬季比夏季强烈（特别在中高纬度地区），说明 30—60 天振荡对气候基本态有重要关系。

参 考 文 献

- [1] Madden R. D. and P. Julian, 1971, Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702—708.
- [2] Yasunari, 1979, Cloudiness fluctuations associated with the Northern Hemisphere summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, **57**, 227—242.
- [3] Krishnamurti et al., 1982, The 30–50 day mode of 850 mb during MONEX, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2088—2095.
- [4] Murakami et al., 1984, On the 40–50 day oscillation during the 1979 Northern Hemisphere Summer, *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 440—468.
- [5] Lau, K. M. et al., 1985, Aspects of 40–50 day oscillations during the northern winter as inferred from outgoing longwave radiation, *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1889—1909.
- [6] Lau, K. M. et al., 1986, Aspects of 40–50 day oscillations during the northern summer as inferred from outgoing longwave radiation, *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1354—1367.

- [7] Murakami et al., 1986, Relationship among seasonal cycles, low-frequency oscillation, and transient disturbances as revealed from outgoing longwave radiation data, *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1456—1465.
- [8] Murakami et al., 1986, Eastward propagation of 30—50 day perturbation as revealed from outgoing longwave radiation data, *J. Atmos. Sci.*, **43**, 961—971.
- [9] Lau, K. M. et al., 1986, The structure and propagation of intraseasonal oscillations appearing in a GFDL general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, **43**, 2023—2047.
- [10] Lau, K. M. et al., 1986, The 40—50 day oscillation and the El Nino / Southern Oscillation: A new perspective, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **AMS**, **87**, 533—534.
- [11] Lau, K. M. et al., 1988, Intraseasonal and interannual variations of tropical convection: A possible link between the 40—50 day oscillation and ENSO, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 506—521.
- [12] Chang, C. P., 1977, Visions internal gravity waves and low-frequency oscillations in the tropics, *J. Atmos. Sci.*, **34**, 900—910.
- [13] 李崇银, 1985, 南亚夏季风槽脊和热带气旋活动与移动性 CISK 波, 中国科学(B), **28**, 668—675.
- [14] Lau, K. M. and L. Peng, 1987, Origin of low-frequency (Intraseasonal) oscillations in the tropical atmosphere, Part I: The basic theory, *J. Atmos. Sci.*, **44**, 950—972.
- [15] Takahashi, M., 1987, A theory of the slow phase speed of the intraseasonal oscillation using the wave CISK, *J. Meteor. Soc., Japan*, **65**, 43—49.
- [16] Chang, C. P. and H. Lim, 1988, Kelvin wave-CISK: A possible mechanism for the 30—50 day oscillation, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1709—1720.
- [17] Hendon, Harry H., 1988, A simple model of the 40—50 day oscillation, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 569—575.
- [18] Anderson, J. R. and R. D. Rosen, 1983, The latitude-height structure of 40—50 day variations in atmospheric angular momentum, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1584—1591.
- [19] 李崇银, 肖子牛, 1990, 从 500 hPa 环流变化看 30—50 天大气的低频振荡的活动, 大气科学文集, 科学出版社, 1—10.
- [20] Wallace, J. M. and J. Shukla, 1983, Numerical simulation of the atmospheric response to equatorial Pacific sea surface temperature anomalies, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1613—1630.
- [21] Lau, K. M. et al., 1986, Coherent fluctuation of extratropical geopotential height and tropical convection in intraseasonal time scales, *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1164—1181.
- [22] Murakami, T., 1979, Large-scale aspects of deep convective activity over the GATE area, *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 994—1013.
- [23] Horel, J. D. and J. M. Wallace, 1981, Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the southern oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 813—829.
- [24] Blackmon, M. L. et al., 1983, A general circulation model study of January climate anomaly patterns associated with interannual variation of equatorial Pacific sea surface temperature, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1410—1425.
- [25] 李崇银, 1990, 大气中的季节内振荡, 大气科学, **14**, No. 1, 38—45.

**Numerical Simulation of the Atmospheric Low-Frequency
Telereponse to External Forcing***
Part I: Anomalous SSTA in the Equatorial Eastern Pacific Ocean

Xiao Ziniu Li Chongyin

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

Abstract

Based on the numerical simulation experiment completed in IAP-GCM, the atmospheric response to the warm SSTA in the equatorial eastern pacific has been studied. Furthermore, the evolution of the atmospheric telereponse are discussed.

The results indicated that the atmospheric response to this anomalous heating source is mostly dominated by the low-frequency telereponse with a period of 30-60 day. For different regions and seasons, the structure and activity of this 30-60 day oscillation caused by the external forcing are very similar to that of the real atmospheric 30-60 day oscillation. Therefore, we can suggest that the anomalous SST in the tropical ocean is one of the important mechanisms to cause 30-60 day oscillation in the global atmosphere.

Key words: 30-60 day oscillation; Low-frequency telereponse; Wave train; Band pass filter.