

北半球大气环流 30—60 天振荡的一些特征

李崇银 武培立*

(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开放研究实验室, 北京 100080)

张 勤

(南京气象学院, 南京 210044)

摘 要

本文系统讨论了大气环流 30—60 天振荡的一些特征。在热带地区除得到了与其它研究相一致的结果外, 还发现赤道东太平洋 30—60 天大气振荡也极显著, 热带 30—60 天振荡的涡度和散度的纬向尺度都比纬向 1 波小得多。

30—60 天振荡在北半球高纬度地区最强, 在 20° — 40° N 纬带最弱; 中高纬度 30—60 天振荡有清楚的正压模结构, 其纬向尺度比赤道附近为小; 30—60 天振荡在中纬度基本上向西传播, 且冬半年较快; 在高纬度冬半年为西传, 夏半年为东传; 在北半球不同地区, 30—60 天振荡有其不同的经向传播特征。

关键词: 大气环流, 低频振荡, 扰动动能

大气环流的 30—60 天低频振荡是近年来国际大气科学界普遍重视的问题, 这不仅因为它直接与长期天气和短期气候的变化有关, 而且还被认为同著名的 ENSO 事件的发生有一定关系。

大气中的 30—60 天振荡现象最先是 Madden 等在分析热带太平洋地区的纬向风变化时发现的^[1], 其后他们又证明这种现象在全球热带地区都普遍存在^[2]。后来, Yasunari 在分析研究中又发现季风区的云量也存在着 30—40 天的周期变化^[3]。80 年代初, 通过对 MONEX 资料的分析, Krishnamurti 和 Murakami 等不仅指出了南亚夏季风活动普遍存在着 30—50 天振荡, 而且研究了这类低频振荡有缓慢向北传播的特征^[4,5]。其后, 大气中的 30—60 天振荡(也有人称其为季节内振荡)便成为大气科学的研究重点之一, 许多人从不同角度对其进行了研究。例如, 利用卫星得到的射出长波辐射量 (OLR) 资料, Lau, K. M. 等^[6,7]以及 Murakami 等^[8,9]更进一步探讨了热带 30—60 天大气低频振荡的活动规律; Lau, N. C. 和 Lau, K. M. 还用 GFDL 谱模式的 12 年模拟结果, 讨论了热带大气中 30—60 天振荡的三维结构和时间演变特征^[10]。

很显然, 已有的研究工作绝大部分是揭露和讨论热带大气中的 30—60 天振荡及其活动特

本文 1990 年 2 月 20 日收到修改稿。

* 现在英国帝国理工学院作研究生。

征,并得到了较系统的结果。热带大气(特别是在赤道附近地区)的 30—60 天振荡在流场和温度场上都主要呈纬向 1 波的形势;在垂直方向上这种振荡具有极大的倾斜结构,以至在对流层上层和对流层低层有着约 180 度的位相差;热带大气 30—60 天振荡基本上向东传播,在季风区还缓慢向北传播。同时人们已从理论上研究了热带大气 30—60 天振荡的机制^[11-13],强调了积云对流加热反馈的重要作用。

虽然中高纬度大气 30—60 天振荡的存在已为一些研究所指出^[14,15]。但是关于中高纬度大气 30—60 天振荡的结构特征和移动规律等都很不清楚,需要很好研究。

本文将利用欧洲中期数值预报中心 (ECMWF) 的资料 (1980—1983 年),着重分析研究中高纬度地区大气 30—60 天振荡的特征和活动规律。为了比较,我们也同时给出了赤道附近地区 30—60 天振荡的分析结果,从而进一步认识中高纬度大气 30—60 天振荡与低纬度大气 30—60 天振荡的不同特征和活动规律。

一、30—60 天振荡的地域特征

北半球大气普遍存在着 30—60 天振荡,我们对大气环流不同要素(风、位势高度等)的历史演变所作的功率谱分析也充分证实了这一点。但是,我们也同时发现,在不同地区,30—60 天大气振荡的活动有着很大的差异,有些地区有比较显著的 30—60 天振荡,而有些地区并不十分明显。就是说,大气中的 30—60 天振荡有着明显的地域特征。作为例子,图 1 是一些功率谱分布,分别给出了对南亚地区 (70° — 90° E, 5° — 20° N) 的纬向风、东亚大槽活动区 (120° — 140° E, 30° — 40° N) 的纬向风以及北美东岸地区 (60° — 80° W, 30° — 40° N) 的风速所分析的结果。由图 1 可以清楚地看到,在 30—60 天谱区均有峰值,而且信度大大超过 95% (图中虚线),表明了 30—60 天振荡的明显存在。

从图 1 及其它功率谱(图略)我们发现,在北半球的南亚季风区和东亚大槽活动区,大气环流的 30—60 天振荡比较清楚,或者说南亚夏季风和东亚大槽的活动有比较明显的 30—60 天振荡。然而相对来讲,西太平洋副热带高压等的 30—60 天振荡并不十分明显。

北半球热带地区以南亚季风区的 30—60 天振荡最为清楚,其原因可能同热带地区 30—60 天振荡的产生机制有关。南亚季风区积云对流比较活跃,通过 CISK 机制易于产生和维持 30—60 天振荡的活动,因此 30—60 天大气振荡在该地区相当明显。从后面讨论 30—60 天振荡的结构可以认为,中高纬度地区与低纬度地区大气的 30—60 天振荡有着不同的形成机制。对于中高纬度地区,非线性相互作用可能是产生 30—60 天振荡的重要过程。东亚大槽活动区不仅急流最强,扰动也特别强,通过大气非线性相互作用,必然引起较强的 30—60 天振荡。

二、扰动动能分布特征

分析 30—60 天振荡的扰动动能,对于认识北半球大气环流 30—60 天振荡的一些基本活动特征是有利的。为此,我们分别计算了 850, 500 和 200 hPa 上 30—60 天振荡的扰动动能分布。因各年大同小异,作为例子图 2 给出了 1981 年 1 月(左图)和 7 月(右图)平均的扰动动能的纬向平均值随纬度的变化。很显然,就纬向平均而论,在赤道附近地区和极区 (60° N 以北)分别有较大的 30—60 天振荡扰动动能;而在 20° — 40° N 纬带,30—60 天振荡的扰动动能非常小。

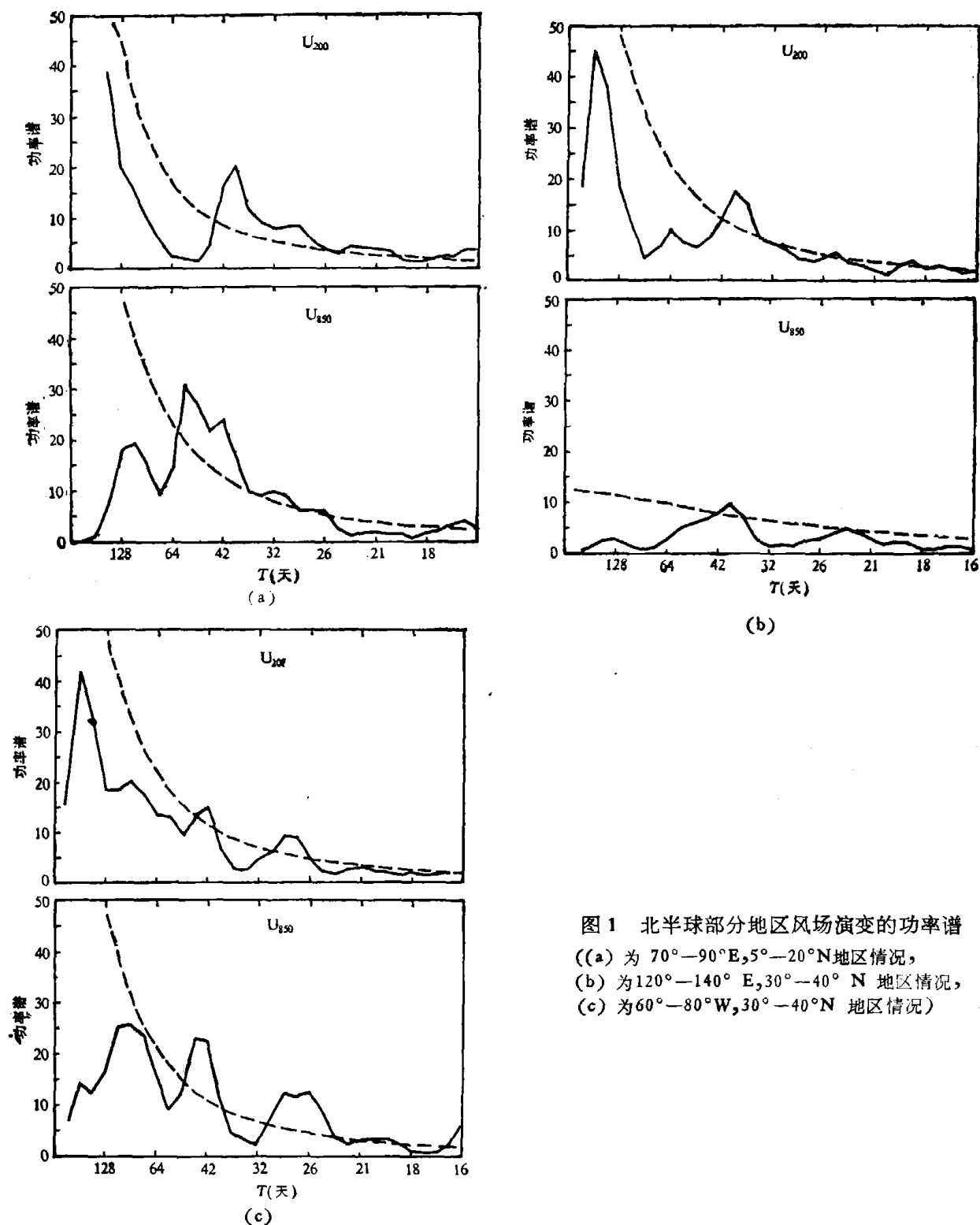


图1 北半球部分地区风场演变的功率谱
 ((a) 为 $70^{\circ}-90^{\circ}\text{E}, 5^{\circ}-20^{\circ}\text{N}$ 地区情况,
 (b) 为 $120^{\circ}-140^{\circ}\text{E}, 30^{\circ}-40^{\circ}\text{N}$ 地区情况,
 (c) 为 $60^{\circ}-80^{\circ}\text{W}, 30^{\circ}-40^{\circ}\text{N}$ 地区情况)

在图3中,给出了500 hPa上沿 0° , 35°N 和 65°N 纬圈的扰动动能分布。首先可以清楚地看到,在 65°N (实线)其动能的振荡幅最大,赤道地区(虚线)次之, 35°N (点划线)振幅最小。很显然,各个纬度的动能在不同经度地区差异很大。例如在赤道地区分别在印度洋($40^{\circ}-110^{\circ}\text{E}$),中-西太平洋($140^{\circ}-170^{\circ}\text{E}$)和东太平洋($170^{\circ}-90^{\circ}\text{W}$)有较强的30—60天振荡。过去大家对赤道东太平洋地区的30—60天振荡注意不够,其实该地区有更强的

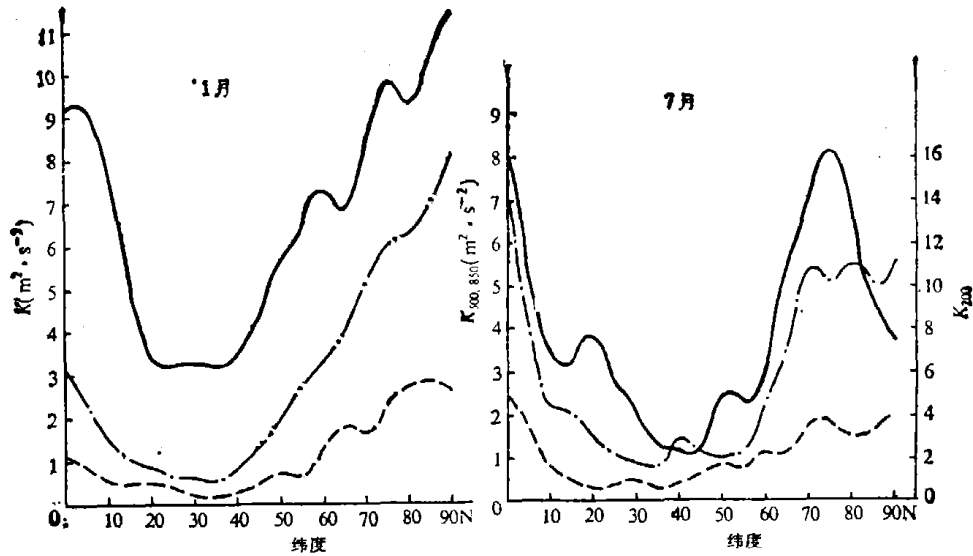


图 2 北半球大气 30—60 天振荡的纬向平均扰动动能 (K) 分布
(实线、点划线和虚线分别表示 200, 500 和 850 hPa 情况)

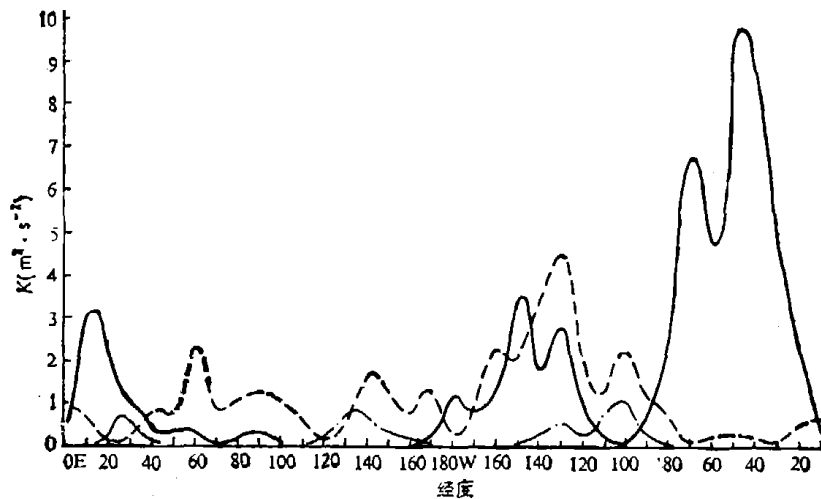


图 3 500 hPa 不同纬度上 30—60 天振荡动能 (K) 的分布
(实线、点划线和虚线分别是 65° N, 35° N 和赤道的情况)

扰动动能,值得很好研究。在 35° N 和 65° N 纬度,动能的分布更为集中,沿 65° N 纬圈,动能较大的地区是加拿大东部、阿拉斯加和斯堪的纳维亚半岛上空。在另一研究中我们已指出,30—60 天振荡在北半球存在着 EAP (欧亚太平洋) 和 PNA (太平洋北美) 两个基本低频波列^[16],低频波列同纬圈相交的地区,在纬圈剖面上应有较大低频能量。上述动能分布正好同两个主要波列有关。大气 30—60 天振荡的地域性和 30—60 天振荡的两个主要波列,实际上是从不同方面表现了 30—60 天大气振荡的活动规律。

高纬度和极区有最强扰动动能,哪里有最强 30—60 天大气振荡的原因尚不清楚。但是, Krishnamurti 用 FGGE IIb 资料所作的研究曾指出,30—50 天低频系统,在高纬度地区和夏季风区有其最大振幅^[17]。而本文用更多资料进一步说明,高纬度地区存在着最强的 30—60

天大气振荡。

同时,从扰动动能的分析表明,在低纬度地区,不仅夏季季风区有较强的 30—60 天大气振荡,而且在赤道东太平洋也有较强的 30—60 天大气振荡,这有待作更深入的分析研究。

本节分析只给出了 1981 年的结果,对于不同年份,扰动动能的分布虽然基本类似本节的结果,但也还有些不小的差别。这些不同正是其年际变化的反映,有关 30—60 天大气振荡的年际变化问题,本文不作论述,将在另文中作专门讨论。

三、垂直结构的特征

有关热带大气 30—60 天振荡的研究表明,它们主要表现为纬向 1 波,在对流层低层和对流层高层为反相的垂直结构。Krishnamurti 虽然曾提到中高纬度地区 30—60 天大气振荡的垂直结构具有正压特性,但有关讨论尚不充分。为了进一步认识中高纬度地区 30—60 天大气振荡的垂直结构特征,及其同低纬度 30—60 天振荡的差异,这里将作较系统的分析。

在 30—60 天带通滤波基础上,图 4 和图 5 分别给出了冬半年(11 月—4 月)和夏半年(5

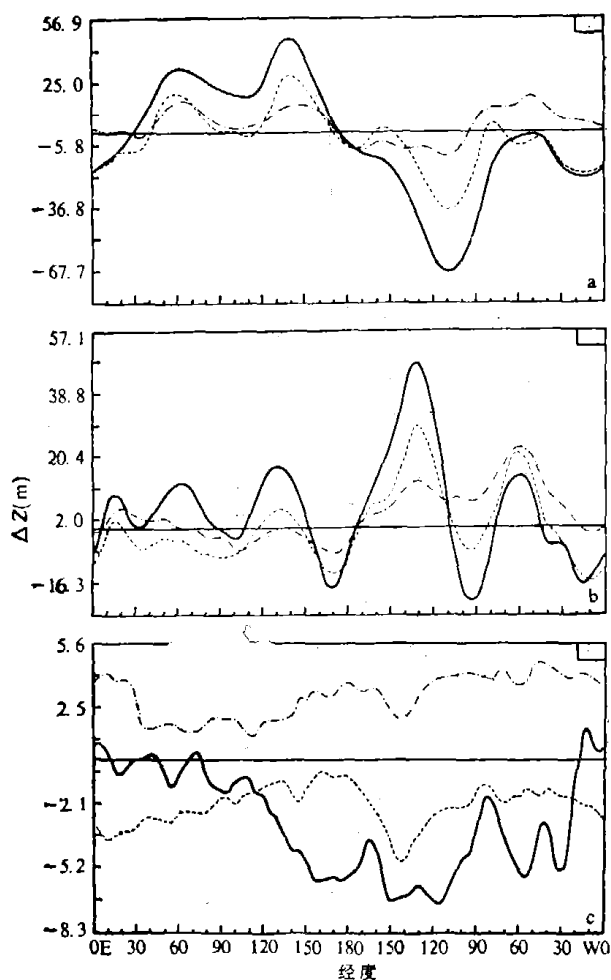


图4 北半球冬半年 30—60 天带通滤波后的位势高度随经度的变化
(实线、虚线和点划线分别代表 200, 500 和 850 hPa 的情况)

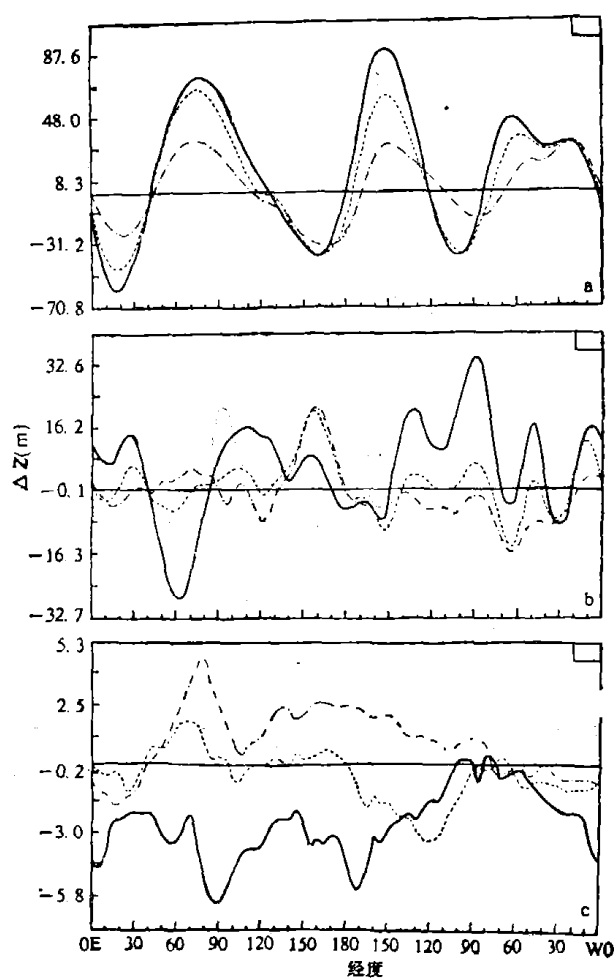


图5 北半球夏半年 30—60 天带通滤波后的位势高度随经度的变化
(说明同图 4)

月—10 月)位势高度场 30—60 天振荡的振幅情况, 图 a, b, c 分别是 55° — 65° N(代表高纬度), 25° — 35° N(部分代表中纬度)和 0° — 10° S(代表赤道附近地区) 3 个不同纬度带上位势高度振幅的纬向分布。首先, 从图 4c 和图 5c 可以清楚地看到, 无论冬季或夏季, 赤道附近地区的 30—60 天振荡不仅纬向 1 波的扰动有重要地位, 而且其垂直结构为对流层高层和低层反相的“斜压”结构特征。这些都同已有的研究结果非常一致。

由图 4a 和图 5a 可以清楚地看到, 在北半球高纬度地区, 30—60 天振荡同低纬度 30—60 天大气振荡很不一样, 不仅垂直结构为清楚的正压模态特征; 而且在冬半年以纬向 1 波和 2 波为主, 夏半年以 3 波和 2 波为主。在 25° — 35° N 纬度带, 30—60 天大气振荡表现为以 3 波和 4 波为主, 其垂直结构基本上为正压的。有意思的是, 在夏半年的 50° — 135° E 区域, 25° — 35° N 纬带的 30—60 天振荡, 在垂直结构上有对流层上下反相的特征, 同赤道附近地区的 30—60 天振荡相一致。这不仅是亚洲夏季风活动的反映, 而且说明积云对流反馈是该地区 30—60 天振荡产生和维持的重要机制。

为了进一步揭露北半球大气 30—60 天振荡的结构特征, 其涡度和散度场也进行了计算。不同高度和不同纬度上扰动涡度随经度的分布(图 6)清楚地表明, 中高纬度地区大气 30—60 天振荡的涡度场在垂直方向有近乎上下一致的分布, 反映出正压扰动的特征。在赤道附近地区, 30—60 天大气振荡的涡度场在垂直分布上有些地方是上下一致的, 而有些地方却上下反相。具体计算中还表明, 涡度振幅是随高度和纬度增加的, 对流层高层强于低层, 高纬度强于低纬度。

30—60 天大气振荡的散度扰动的计算表明(图略), 同一些大气运动系统一样, 在垂直方向散度场有上下相互补偿的特征, 只是对于不同纬度带, 其补偿高度不同。同涡度场一样, 30—60 天振荡的散度场的纬向扰动尺度随纬度增大, 在高纬度地区其纬向尺度相对较大, 散

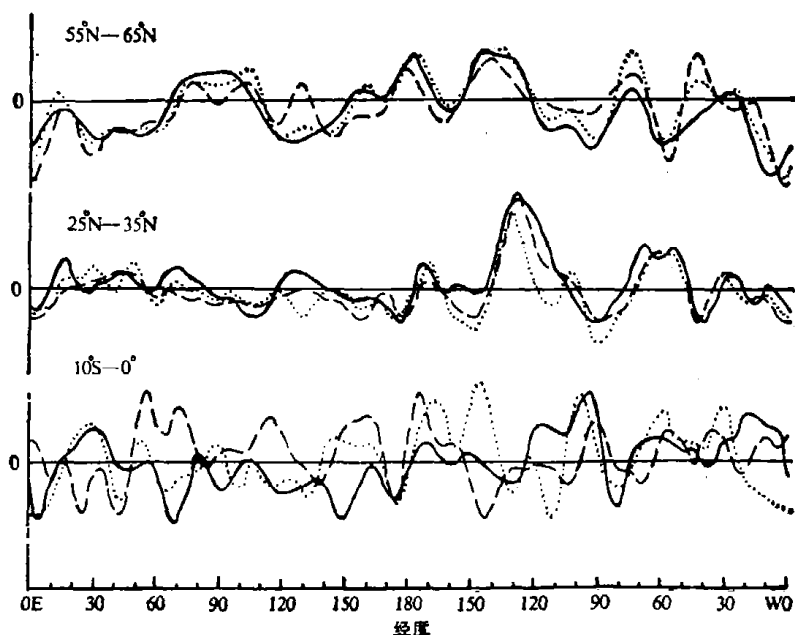


图 6 北半球 30—60 天带通滤波后的涡度随经度的变化

(实线、点线和虚线分别表示 200, 500 和 850 hPa 的情况; 图中纵坐标有不同比例, 故未给出具体数值)

度场的振幅以 200 hPa 层最大,且低纬度强于高纬度;散度的数值略小于涡度,其差不到一个数量级。

把涡度和散度分布与位势高度分布相比较可以看到,尽管在夏半年涡度和散度扰动的纬向尺度均比在冬半年时略大,但 30—60 天振荡的涡度和散度的扰动尺度,明显地要比位势高度的纬向扰动尺度小。特别是在赤道附近地区,位势高度基本上表现为纬向 1 波,而其涡度和散度的纬向尺度却小得多。

根据 30—60 天振荡结构的分析,热带地区和中高纬度地区大气的 30—60 天振荡很不一样。这表明中高纬度和热带地区的 30—60 天振荡有不同的产生机制。正如前面指出的,热带大气 30—60 天振荡主要是积云对流反馈的结果;对于中高纬度地区,大气中的非线性相互作用和外源强迫可能是更重要的机制。中高纬度大气的遥响应正是通过正压模态的不稳定所激发的,而主要又是低频遥响应。

四、移动特征

许多研究已经指出,热带(特别是赤道附近)大气的 30—60 天振荡主要是缓慢东移的。本节我们将侧重讨论中高纬度地区 30—60 天振荡的移动规律,但为了同已有研究结果相比较,

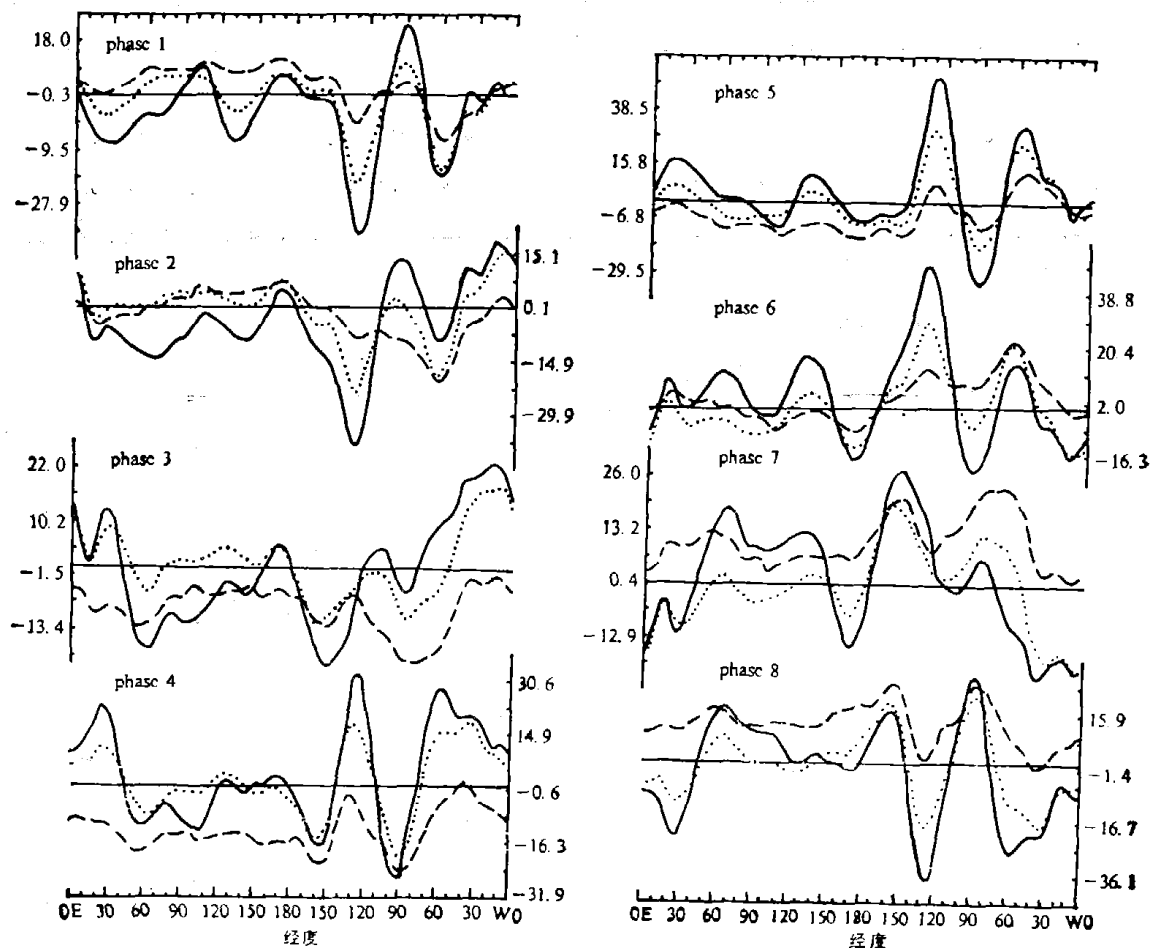


图 7 25°—35°N 纬带 30—60 天振荡的位势高度扰动纬向分布的演变(冬半年)

(图中实线、点线和虚线分别表示 200, 500 和 850 hPa 的情况)

也将给出赤道附近地区 30—60 天振荡的移动情况。

首先,从 30—60 天带通滤波的位势高度场可以看到,在赤道附近地区,纬向波数 1 的扰动无论在冬夏都基本上是缓慢向东移动的,同已有的分析研究结果相一致。但是,我们同时又发现,叠加在纬向波数 1 扰动上的一些次尺度扰动,它们既有东移也有西移的情况(图略)。同低纬度 30—60 天振荡的活动不一样,中高纬度大气 30—60 天振荡却有其自己的移动规律。在 25° — 35° N 纬带,30—60 天振荡的位势高度扰动是明显向西传播的(图 7);而且冬半年的西传速度比夏半年快一些。在 55° — 65° N 纬带,30—60 天大气振荡的位势高度扰动在冬半年明显西移,而在夏半年却有明显东移的特征(图 8)。高纬度地区冬半年以及中纬度地区大气 30—60 天振荡的西移特征,可否用大气超长波的西退理论来解释,尚不清楚。高纬度地区夏季 30—60 天大气振荡的东移,却有可能同夏季高纬度地区的东风较强及东风层较厚有关。

北半球 30—60 天大气振荡的涡度和散度扰动,有与位势高度扰动大体一致的移动特征,只是在夏半年,涡度及散度扰动的移动都不如位势高度扰动的移动那么显著(图略)。

因此,位势高度、涡度和散度所反应的 30—60 天大气振荡的纬向移动规律是基本一致的。在赤道附近地区,30—60 天大气振荡主要是向东移动的;在 25° — 35° N 纬带,30—60 天大

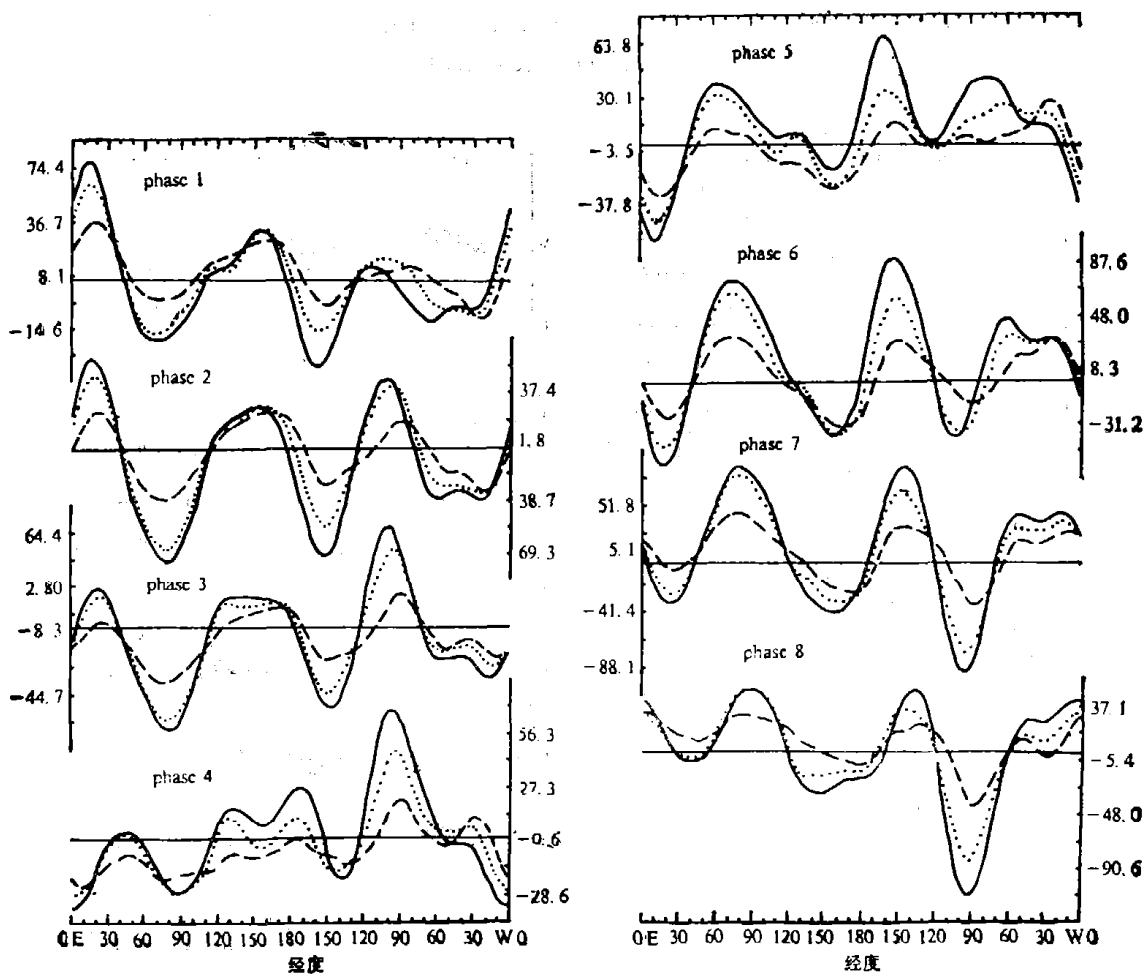


图8 55° — 65° N 纬带 30—60 天振荡的位势高度扰动纬向分布的演变(夏半年)
(说明同图 7)

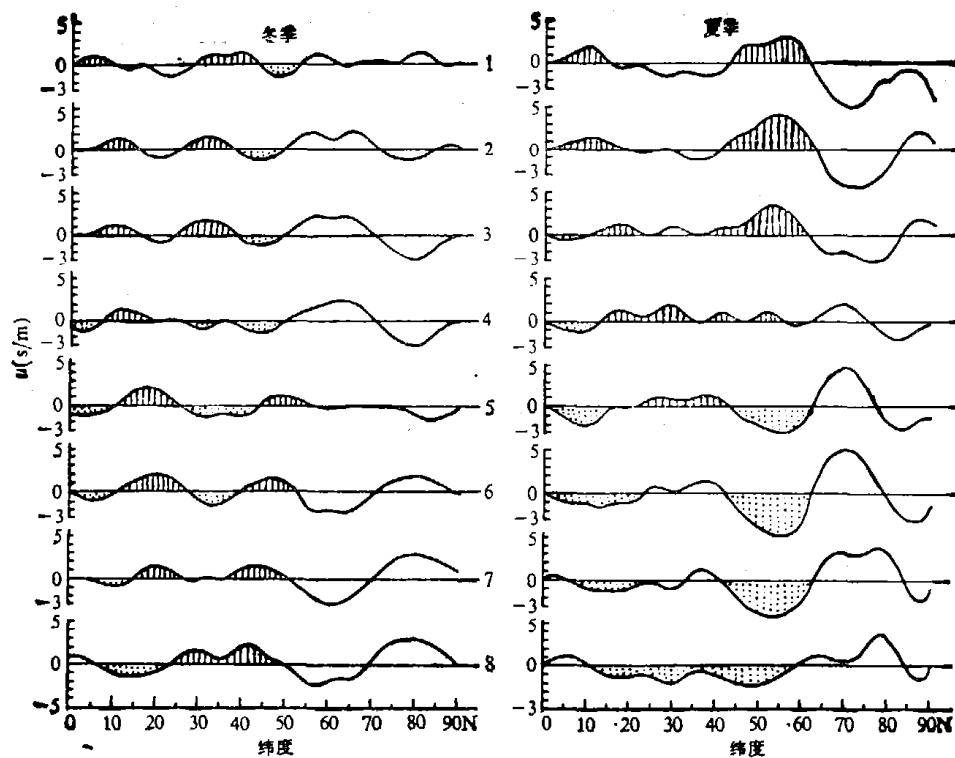


图9 500 hPa 上沿 80° E 的 30—60 天振荡纬向风 (u) 廓线的演变
(正值表示西风, 负值表示东风)

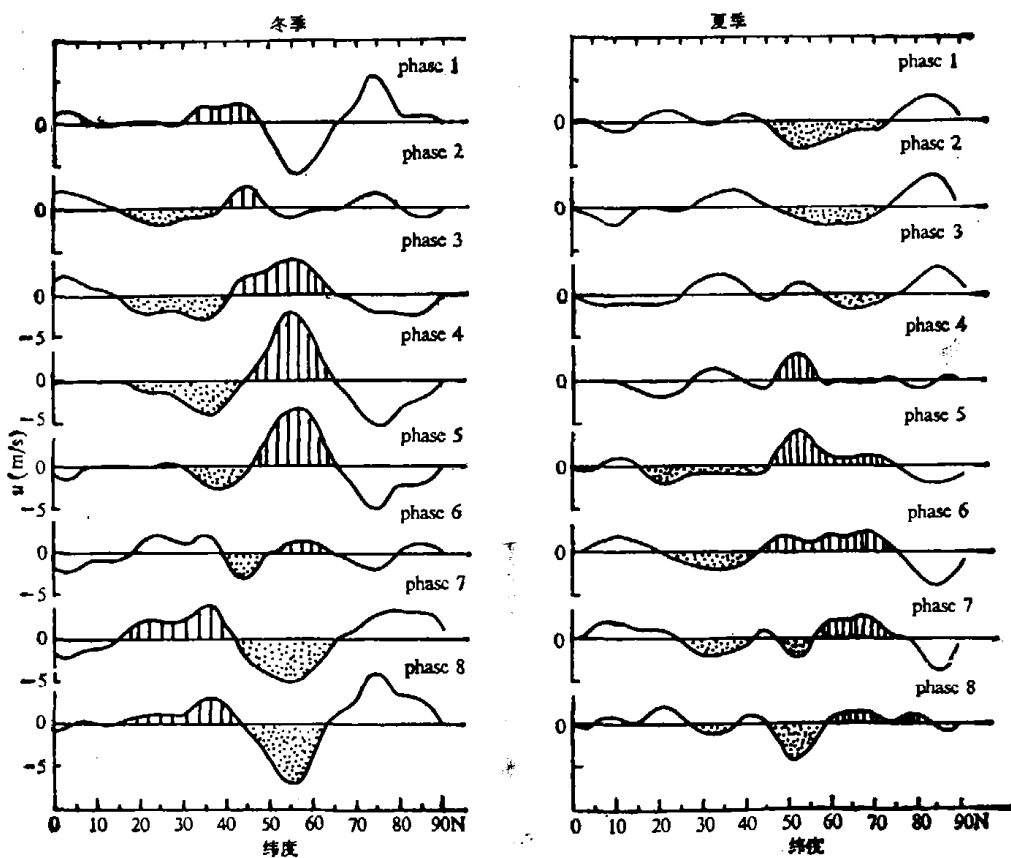


图10 500 hPa 上沿 0° E 的 30—60 天振荡纬向风廓线的演变
(说明同图 9)

气振荡是西移的,并且冬半年西移较快;在 55° — 65° N 纬带,30—60 天大气振荡在冬半年明显西移,而在夏半年则明显东移。

根据 MONEX 资料的分析,Krishnamurti 和 Murakami 都曾指出,在亚洲夏季风区30—60 天大气振荡有缓慢向北移动的特征。整个北半球大气30—60 天振荡的经向传播特征如何呢?下面将讨论这一问题。

为了能够同已有研究结果相比较,图9给出的是沿 80° E 经度30—60 天大气振荡,在其8个阶段的500 hPa 纬向风廓线,从其演变既可以看到南亚季风区30—60 天振荡的经向传播,也可以看到中高纬度30—60 天振荡的经向移动。很显然,无论冬夏,30—60 天振荡在 30° N 以南是明显向北传播的,与南亚季风区30—60 天振荡缓慢北移的已有结果非常一致;然而在 30° N 以北,30—60 天振荡有明显向南传播的特征。

分析更多的纬向风廓线我们发现,在不同地区30—60 天振荡可以有不同的经向传播特征。例如沿 0° E 经度,除 70° N 以北冬季有向南传播外,30—60 天振荡都明显地向北传播(图10)。但是沿 130° E 经度,30—60 天大气振荡既有向南传播的情况,也有向北传播的情况(图略),但以向南传播占主要。

五、结 语

通过对大气环流资料的分析研究,本文系统地揭露了北半球大气环流30—60 天振荡,特别是中高纬度地区的30—60 天振荡的一些基本结构特征和活动。现归纳为以下几个有意义的结果。

1. 从功率谱的比较和扰动动能的分布,本文清楚地说明了北半球大气的30—60 天振荡具有清楚的地域特征。首先,高纬度和赤道附近地区有最强的30—60 天大气振荡;副热带地区平均来讲振荡较弱。另外,在低纬度地区,除亚洲夏季季风区外,赤道东太平洋地区的30—60 天大气振荡也非常显著,值得很好研究。

2. 在赤道附近地区,30—60 天大气振荡的位势高度场以纬向波数1的扰动为主,并基本上向东传播;但叠加在1波上的次尺度扰动并不都向东传播。赤道附近地区的30—60 天大气振荡明显地有对流层上下层反相的垂直结构。

3. 中纬度地区,特别是高纬度地区,30—60 天大气振荡的正压模结构特征极其清楚。其位势高度场的纬向尺度,与赤道附近地区很不一样,中纬度地区以纬向3—4波,高纬度地区以纬向1—3波为主要扰动。

4. 无论在什么纬度,30—60 天大气振荡的涡度和散度扰动的纬向尺度都比较小,而且赤道附近地区的纬向尺度比中高纬度地区还要小。

5. 中高纬度地区30—60 天振荡的纬向移动与赤道地区不同。在中纬度地区,其纬向移动基本上是向西的,而且冬半年西移较快;高纬度地区30—60 天振荡在冬半年明显西移,而在夏半年却明显东传。

6. 北半球大气30—60 天振荡在不同地区有其不同的经向传播方向。例如,在 0° E 地区30—60 天振荡基本上是向北传播;在 80° E 地区30—60 天振荡在 30° N 以南为向北传播,而在 30° N 以北有明显向南传播的特征;在 130° E 地区30—60 天大气振荡主要为向南传播,尤其是在冬半年。

本研究得到 NSFC 部分资助,特此感谢.

参 考 文 献

- [1] Madden, R. D. & Julian, P., *J. Atmos. Sci.*, **28**(1971), 702—708.
- [2] Modden, R. D. & Julian, P., *ibid.*, **29**(1972), 1109—1123.
- [3] Yasunari, T., *J. Meteor. Soc. Japan*, **57**(1979), 227—242.
- [4] Krishnamurti, T. N. et al., *J. Atmos. Sci.*, **39**(1982), 2088—2095.
- [5] Murakami, T. et al., *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**(1984), 440—468.
- [6] Lau, K. M. & Chan, P. H., *Mon. Wea. Rev.*, **113**(1985), 1889—1909.
- [7] Lau, K. M. & Chan, P. H., *ibid.*, **114**(1986), 1354—1367.
- [8] Murakami, T. et al., *ibid.*, **114**(1986), 1456—1465.
- [9] Murakami, T. et al., *J. Atmos. Sci.*, **43**(1986), 961—971.
- [10] Lau, N. C. & Lau, K. M., *ibid.*, **43**(1986), 2023—2047.
- [11] Li Chongyin, *Science in China*, SP B, **28**(1985), 1197—1206.
- [12] Lau, K. M. & Peng, L., *J. Atmos. Sci.*, **44**(1987), 950—972.
- [13] Takahashi, M., *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**(1987), 43—49.
- [14] Anderson, J. R. & Rosen, R. D., *J. Atmos. Sci.*, **40**(1983), 1584—1591.
- [15] Li Chongyin & Xiao Ziniu, *Chinese J. Atmos. Sci.*, (1990).
- [16] Li Chongyin & Wu Peili, *Advances in Atmos. Sci.*, **7**(1990), 2: 7.
- [17] Krishnamurti, T. N. & Gadgil, S., *Tellus(A)*, **37**(1985), 336—366.