

大气环流的季节变化和季风

曾庆存 张邦林

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100080)

摘 要 利用多年平均气候资料计算了全球各地和各等压面上的大气环流季节变率(即冬季和夏季环流之差或者1月和7月环流之差再除以年平均),发现在对流层低层环流有5个很突出的季节变率极大值的区域,分别位于热带和南北两半球的副热带和中-高纬度带(温-寒带),它们分别对应于经典所谓的热带季风区,太平洋、印度洋和大西洋的副热带高压季节性移动区域,以及温-寒带气旋的风暴轴线区域。这5个区域也可分别称为热带季风区、副热带季风区和温-寒带季风区。季节变率带有鲜明的斜压性:在对流层低层热带季风和副热带季风虽相互连接然而仍然明显可分,但越往上,副热带季风一支就越往低纬移动,结果在200 hPa处与热带季风混合为一,形成斜交赤道的带,和所谓的行星季风区相对应;再往上,在平流层上层,则南北两半球各在中纬度带有一完好的非常鲜明的季节变率极大值带,它们与黑夜急流的维持和崩溃有关。此外,文中还探索了各季节来临的时空分布以及年际变化等问题。

关键词 季节变率 季节 季风 年际变化

1 引言

气候的年际变化是短期气候变动的预测的主要对象之一,而气候年际变化则是通过大气环流季节变化的每年距平即异常而表现出来的;没有季节变化就不可能有较明显的气候年际变化。例如在东亚季风区,夏季雨量的丰歉及与之相关的旱涝是年雨量的年际变化的主要指标,人们重视年雨量的预测,但更重视夏季旱涝的预测。可见大气环流季节变化及其年际变动正是气候系统的复杂演变等“慢变程”以及季节内变化等“快变程”(主要指所谓的季节内“低频振动”)有强烈的相互作用。

谈到大气环流的季节变化,人们很自然地会联想到季风问题。季风本是一个经典的带有地域性的气候学概念,它概括发生于热带以及与之相关联的中低纬度带内某些地区(例如东亚和印度)的强烈季节变化现象。但就全球的大气环流而言,可能还存在着经典季风区以外的地区,那里的季节变化也较显著甚至很强烈,不容忽视。研究所有这些季节变化强烈地区(不妨称为广义季风区)乃至经典的季风区(即狭义的季风区)的季节变化在全球大气环流季节变化中的地位,以及它与后者的相互作用,将对认识和预测短期气候变动(尤其是季风变动)有很大帮助。

我们^[1~3]曾用新的观点和方法研究了大气环流的季节变化问题。在这些文章里,首先用新方法定义了大气环流的季节变率和季节划分,它们是客观的和定量的;并据此计算了个别年份的季节变率的地理分布,以及各季节来临和終了的时间。本文将在此基础

1997-04-03 收到, 1997-08-15 收到修改稿

上分析全球多年平均气候状态的大气环流季节变率问题,同时提出研究季节来临的早晚(例如夏季来临的早晚)、季节长度(例如夏季的长短、旱季或雨季的长短)、季节强度(例如是酷夏严冬等反常气候还是平常年景状态)、季节内主要特征(例如季节内低频振动的主频和强度等)以及季节的年际变动等问题。显然,上述这些量正是大气环流短期气候变动的一些主要的客观指标,各种气象要素的短期气候预测可以建立在上述这些量的预测基础之上。概括言之,本文的目的在于尽可能客观定量地给出描写大气环流季节变化和季风以及反映它们的年际变动的一些特征量,以便为季节变化的动力学研究和为短期气候预测提供一些线索。

2 季节变率和季风区

我们^[1]给出的标准化季节变率(seasonality)定义如下:

$$\delta = \|F_s - F_w\| / \|\bar{F}\|, \quad (1)$$

其中 F 为研究的气象要素,或为某些气象要素的综合特征量,为简单起见,本文将只取 F 为一个气象要素,例如风场,即 $F \equiv \bar{v}$; $\bar{F}$ 为 F 的年平均值或冬夏两季的平均值(我们在 1994 年的文章中已指出,这两种取法的结果相差很小); F_s 和 F_w 则分别为 F 的典型夏季和冬季的值(例如 F_s 为 7 月份平均, F_w 为 1 月份平均); $\|A\|$ 则为量 A 的范数,即

$$\|A\| = \left[\iint_S |A|^2 dS \right]^{1/2}. \quad (2)$$

S 代表我们所计算的区域。在全球绝大部分地区,1 月和 7 月份确是极值月份,因此 δ 也可理解为标准化的年振幅。我们在 1994 年的文章中曾按此定义计算了个别年份 850 hPa 风场 δ 的地理分布,其中 S 取为每个经距和纬距都是 10° 的区域,得到的图像十分鲜明:(a) 经典的季风区是 δ 最大的区域,它位于澳大利亚以北、西太平洋暖池区域并一直延伸至东亚和印度半岛,显示出强大的亚洲-澳大利亚季风体系,同时印度季风是其中一个分支;(b) 热带非洲和南美洲也有相应于那里的季风的 δ 大值区,尽管其值和范围都较亚洲-澳大利亚季风区小;(c) 除此之外,发现在南北两半球太平洋上空以及印度洋上空,由于副热带高压的季节性位移,使得那里(副热带)也有范围广大的且强度较大的 δ 大值区,并且它们大都与经典季风区对应的 δ 大值区相联结,显示出季风与副热带高压的密切关系。

今取 F 为 1979~1991 年的气候平均风场,重新计算 δ ,并将地域扩展到全球, S 则仍取为 10 个经纬距的区域;垂直方向计算了从地面直至 50 hPa 各层,结果得到更鲜明更全面的图像,如图 1~4。

图 1 是 850 hPa 的全球 δ 分布,它代表大气对流层低层的环流季节变率。1000 hPa 和 700 hPa 的 δ 分布图与 850 hPa 的十分相像(图未给出)。从图 1 可见,在南北两半球都有 3 个有 δ 极大值区域的纬度带:(a) 其中一个和热带的经典季风区重合,尤其是亚洲-澳大利亚季风系统, δ 有最大值,其中心位于太平洋暖池区,并延伸至澳大利亚南部、南海、东亚大陆沿海直至日本,另一支延伸至印度和东非;此外,在热带非洲季

风区和南美季风区 δ 也有次极大值中心。(b) 在副热带 (沿南北纬 30°)，在南北两半球的太平洋上以及南半球印度洋上，也有 δ 极大值中心，且其值和亚洲-澳大利亚季风区的 δ 差不多同样大，该区域与副热带高压的季节性位移有密切关系；此外，在大西洋副热带上空，也有相应的 δ 大值区，不过强度和范围都较小；还有，和它相连，在北纬 $30 \sim 40^\circ\text{N}$ ，在地中海和西亚副热带，也有 δ 次极大值区。(c) 在中高纬度带，还有一个强大的 δ 大值区，它和西风带风暴轴的季节变化相对应。在北半球，其中心位于西伯利亚东端至阿拉斯加，并延伸至北极圈；在南半球，它围绕着南极大陆边缘，不过其 δ 值较小。(d) 除上述三个纬度带内的 δ 大值区外，在所有其余地区 δ 值都很小，使得 δ 大值区显得非常突出。还有，在伊朗至青藏高原地区 δ 值也较大，不过那是虚假的，因为那里地面已高出 850 hPa，故所用的 850 hPa 风场资料是不可靠的。

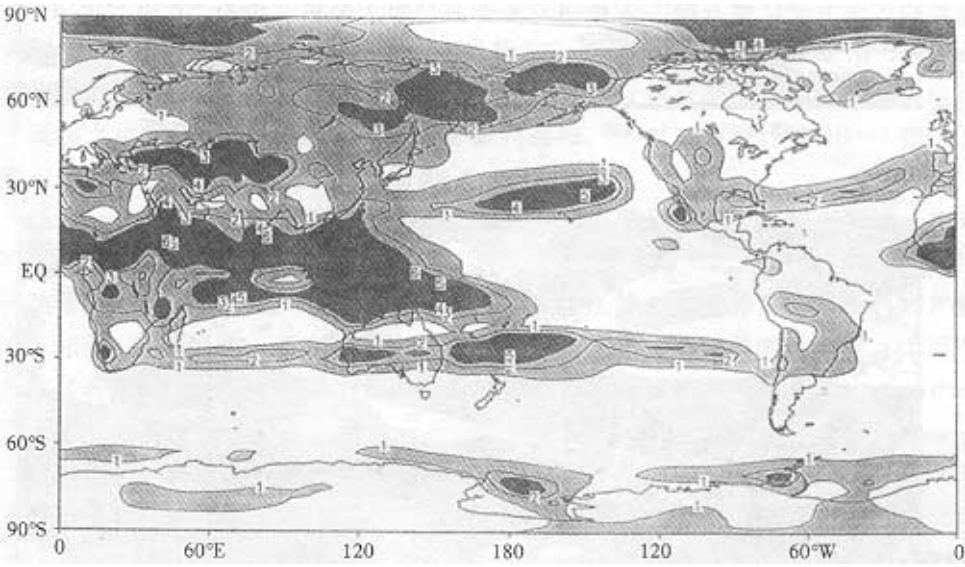


图 1 850 hPa 风场的标准化季节变率 (风场为 1979~1991 年的气候平均)

由此可见，大气环流的季节变化只在上述 δ 大值区才是显著的。这说明经典季风区的环流系统、副热带高压和西风带风暴轴在大气环流季节变化中的地位和作用。我们不妨推广季风的定义，即定义季风区为具有大的季节变化的地区。这样，我们可以分别称上述 (a)、(b) 和 (c) 三支为热带季风区、副热带季风区和温-寒带季风区 (或西风带季风区)；而称相应的大气环流季节变化为热带季风、副热带季风和温-寒带季风。

3 季节变率的垂直结构

显然，研究包括对流层和平流层的整个大气环流的季节变化及高低空的相互联系和相互作用是很有必要和很有价值的。本节研究季节变化的垂直结构。

图 2 是 500 hPa 的 δ 分布，它代表对流层中层的情况。图 3 是 200 hPa 的 δ 分布，代表对流层上层至平流层低层的情况 (300 hPa 的 δ 分布形势和 200 hPa 的差别不大，图未给出)。图 4 为 50 hPa 的 δ 分布，代表平流层中层的情况。对比这些图可见 δ 沿垂

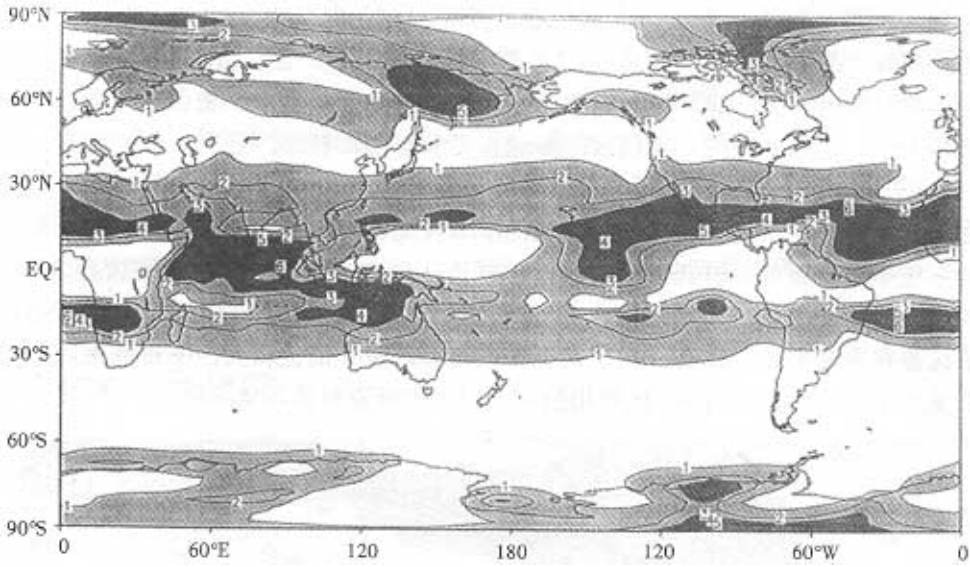


图 2 同图 1, 但为 500 hPa

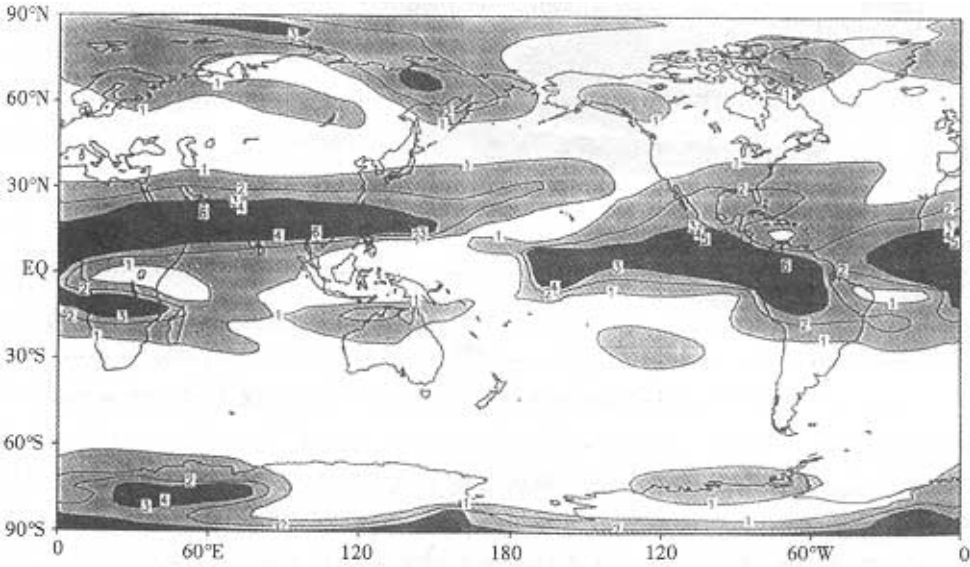


图 3 同图 1, 但为 200 hPa

直方向有鲜明的结构，即大气环流的季节变化有显著的斜压性。

首先看图 2，在 500 hPa 上，虽然在热带、副热带和西风带都各有一支 δ 大值区，但副热带的一支已向热带的一支靠近，东太平洋以及大西洋副热带上空 δ 较大，它和西太平洋暖池至北印度洋热带地区上空 δ 大值区连在一起；而原来对流层低层的西太平洋上空的 δ 大值区则有所减弱。由于上述混合的 δ 大值区与纬圈斜交，而且我们知道那里的风还有经向分量，这显示出南北两半球有空气的相互交换，且有季节变化。

由图 3 可见，在 200 hPa 上，即在对流层上层和平流层低层，在热带和副热带只存在着两支大的与纬圈斜交的 δ 大值区，而不再能区分出热带季风和副热带季风，它们已

混合为一，尽管在南半球副高季节变化所导致的 δ 大值区还残留有一些痕迹。上述这两个与纬圈斜交的 δ 大值带，一个中心位于南亚、印度至东非，且东向延伸至西太平洋，西向伸延至整个北非，它对应于夏季强大的热带和副热带东风带（还有经向分量）；另一中心位于中、东太平洋，且伸延至南美北部和北美低纬地带。这两个带就是所谓的行星季风区，不过上述中、东太平洋上空一支是由分析 δ 场而新发现的。上述图像表明，在对流层上层和平流层低层，除了绕极西风带的季节变化（从而有 δ 大值区带）外，在热带和亚热带存在着南北两半球巨大的空气交换及季节变化，补偿对流层低层季风导致的空气质量交换。

由图 4 可见，在 50 hPa，即在平流层中层，除赤道附近外，在南北两半球广大地区都有不小的季节变率，且其大值区的 δ 值很大，形成非常鲜明的两个带，位于 20°N 和 20°S 。这与平流层中层环流冬夏反向有关，而其季节变化最大的地区则是两大绕极旋转的大涡旋的边缘地带。应当指出，在平流层上层（例如 $10\sim 1\text{ hPa}$ ），存在着冬季的黑夜急流及春末以后黑夜急流的崩溃，由于黑夜急流位于中高纬，可以猜测在平流层上层 δ 极大值带应比 50 hPa 者偏向高纬。不过这有待计算 $10\sim 1\text{ hPa}$ 的 δ 来证实。

总之，大气环流的季节变化具有斜压性结构。其物理成因可能如下所述：在对流层低层，由于太阳辐散的季节变化及由此导致的南北两半球大气质量的交换和海陆温差，使得热带、副热带以及温-寒带都有大的季节变化区域，或简称为热带季风区、副热带季风区和温-寒季风区；而在高层大气，太阳辐散主要加热那里的臭氧层，因而季节变率大值区表现为南北两半球各有一个带，位于副热带或偏高纬的高空。

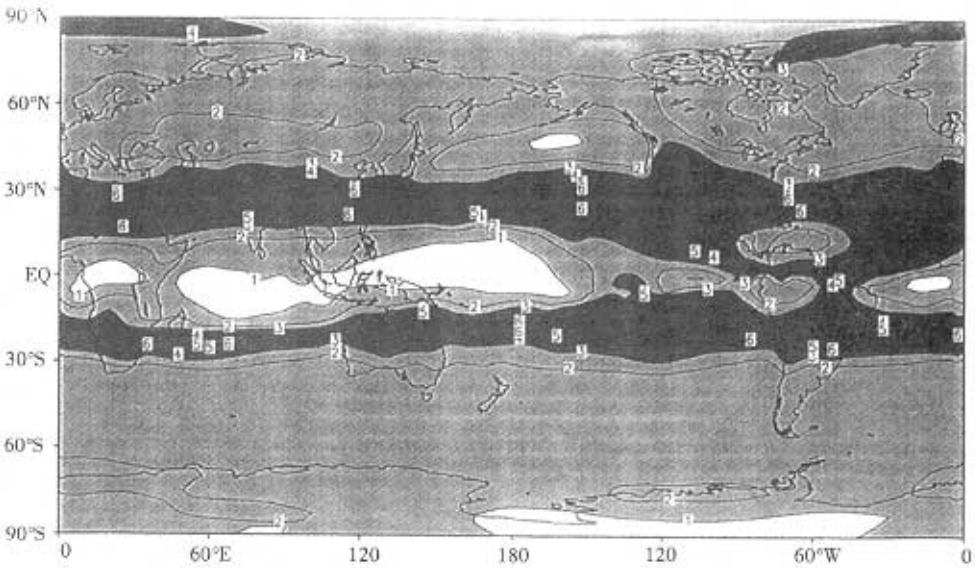


图 4 同图 1，但为 50 hPa

4 季节的划分和季节变化的时空分布

取气象要素多年平均值为 F ，其年平均值（或冬夏两季的平均值，甚至是 1 月份和

7 月份的平均值) 仍记为 $\bar{F}$, 典型的冬季 (常取为 1 月份的平均) 和典型的夏季 (常取为 7 月份的平均) 的值分别记为 F_w 和 F_s 。正如以前我们^[2]所指出的, 为了研究季节变化, 以采用各月与年平均的偏差量 $F' = F - \bar{F}$ 为好。我们计算

$$R = \frac{(F', F'_w)}{\|F'\| \cdot \|F'_w\|}, \quad (3)$$

即取各月与冬季场 F'_w 的相关系数作为季节划分的判据。其中 $\|A\|$ 为 A 的范数, 如第 2 节所述, 而 (F', F'_w) 即为二量的内积,

$$(F', F'_w) \equiv \iint_S F' \cdot F'_w dS. \quad (4)$$

为方便计, 在我们以前的工作中都取 F 为风场, 即 $F = \vec{v}$ 。如此, 则 $(F' \cdot F'_w)$ 为两矢量的数量积。

显然, 我们有 $R(1 \text{ 月}) = 1$, $R(7 \text{ 月}) = -1$ 。即 $R = 1$ 为典型的冬季, $R = -1$ 为典型的夏季。我们可以按下法划分季节: $0.5 < R \leq 1$ 为冬季, $0.5 < R < -0.5$ 为春季 (上半年) 或秋季 (下半年), $-1 \leq R < -0.5$ 为夏季, $R = 0$ 为典型的春季 (上半年) 或典型的秋季 (下半年)。 $R = 0$ 表明 F' 与 $F'_w (= -F'_s)$ 相正交, 即夏季大气环流扰动场 F'_s 与冬季的 F'_w 相反, 而典型春季及秋季的 F' 与 F'_w 正交。

我们以前的工作^[1,3]即是按上述方法计算各月的 R 并作季节划分, 只不过那里的 F 是个别年份的场, 而非多年气候平均场。有意思的是在东亚季风区由此算得的 $R \approx 0$ 的场在上半年正好对应 4 月末至 5 月初的东南季风 (近地面层), 而在下半年则对应于 9 月至 10 月的东亚秋高气爽。我们还得出东亚季风区的春季和秋季都很短, 即大气环流由冬到夏和由夏到冬具有突变性, 各发生于 6 月和 10 月, 和叶笃正等^[4]的结果一致。不过, 我们的工作指出, 并非所有地区都有季节突变, 季节突变的早晚在各地也有不同; 另外, 如果 S 是行星尺度的区域甚至是四分之一至全部地球, 则沿这样大范围区域的平均季节变化不表现为突变性, 这也是不难理解的。

既然一个季节在不同地区和不同高度层上的来临早晚不同时, 讨论季节变化的时空结构即季节在空间上的传播是很有意思的。我们曾就个别年份的情况研究了这问题。例如, (a) 分析纬度-高度剖面图上夏季环流建立日期的等日期线, 讨论夏季环流沿经圈和高度的传播; (b) 分析北半球经度-高度剖面图上夏季环流建立的等日期线, 讨论夏季环流沿东西方向和高度上的传播。很明显, 前者可以主要地显示出太阳辐射季节变化直接对大气环流季节变化的影响, 而后者则反映了海陆分布和地形等地表面不均匀性的影响。我们的结果鲜明地显示出高纬平流层上层和热带对流层低层夏季建立最早, 然后向副热带中空和极地低空传播, 同时大陆东岸一带上空夏季先建立起来; (c) 如取 S 为 $10^\circ \times 10^\circ$ 经纬距的区域, 则可讨论夏季环流建立在三度空间中的传播。对于个别年份的情况, 我们的结果是: 在对流层低层, 夏季风环流首先在西太平洋暖池上建立起来, 然后向西北偏西方向传播至南海及周围地区以及马来西亚, 然后分成两支, 分别向东亚和印度半岛传播。这与现在大多数气象学者已知的南海夏季风早于印度夏季风和东亚季风这一事实是相吻合的, 不过, 我们的结果还指出西太平洋暖池上夏季风建立更早。

我们猜测, 对于多年平均气候场的季节划分及季节变化的传播应与上述指出的个别年份的结果一致, 不过, 这当然还须作实际资料的分析来验证。

5 大气环流的年际变动

在现代气候学研究中, 所谓大气环流的年际变动大多指某季度或某月份气候的年际变动, 例如 1 月份或冬季气温的逐年变化, 7 月份或夏季降雨量的逐年变化。此外, 像夏季风来临的早晚或雨季来临早晚的逐年变化、夏季长短的逐年变化等, 也反映不同年份大气环流的季节变化的变动或异常。

有许多量可以刻画大气环流的年际变动:

(a) 各季或各月大气环流各要素 (如风、温度、降水量等) 的年际变动及年际变率。

设气象要素 F 在第 i 年第 j 季 (或月份) 的值是 F_{ij} , 多年气候平均为 $\bar{F}_j$, 即

$$\bar{F}_j = \sum_{i=1}^I F_{ij} / I, \quad (5)$$

其中 I 为统计的总年份, 则常以其各年的距平

$$F'_{ij} \equiv F_{ij} - \bar{F}_j \quad (6)$$

作为刻画年际变动的量。而年际变率则定义为均方差 Δ_j , 或取其标准均方差 $\bar{\Delta}_j$:

$$\Delta_j \equiv \left\{ \sum_{i=1}^I (F'_{ij})^2 / I \right\}^{1/2}, \quad (7)$$

$$\bar{\Delta}_j \equiv \Delta_j / \bar{F}_j. \quad (8)$$

此外, 所有季节 (或月份) 均方差或标准均方差的年平均 Δ 或 $\bar{\Delta}$ 也是有意义的, 以 F 表示月平均者为例, 有

$$\Delta = \sum_{j=1}^{12} \Delta_j / 12, \quad (9)$$

$$\bar{\Delta} = \sum_{j=1}^{12} \bar{\Delta}_j / 12. \quad (10)$$

我们作了计算, 结果表明, 就风场而言, 无论是 Δ_j 和 $\bar{\Delta}_j$, 或 Δ 和 $\bar{\Delta}$, 都和季风区有密切关系: 其大值区与季风区及其邻近区域重合 (图未给出)。可见季风区不仅是大气环流季节变化最大的地区, 也是年际变率最大的地区, 季风区在大气环流的年际变动中占有重要地位。

(b) 季节或季风强度的年际变动

设 F 在区域 S 上第 j 季 (或月份) 的气候平均值的范数为 $\|\bar{F}_j\|$, F_{ij} 和 $\bar{F}_j$ 的内积为 $(F_{ij}, \bar{F}_j)$ (定义见 (4) 式), 则量

$$r_{ij} = (F_{ij}, \bar{F}_j) / \|\bar{F}_j\|^2 \quad (11)$$

就可表示第 i 年第 j 季 (或月份) F 的相对强度。显然, 它的年际变动也是一个重要的预测对象。例如, 对于风场来说, 且 S 位于季风区内, 则 $r_{ij} > 1$ 为该区季风较常年为

强, $r_{ij} < 1$ 为该季风较常年为弱。

反映季风年际变动还可以用其他的量, 例如 Walker 环流、雨量、对流强度、季风涡旋强度^[5]、低频振动的主频及振幅等。为了气候预测的需要, 必须研究那些年际变动最灵敏且与大气环流动力学密切相关的量。

(c) 季节来临的早晚及持续时间的年际变动

对于季风区来说, 夏季风或冬季风来临的早晚及持续时间常是重要的预测对象。

(d) 季节环流型的年际变动

利用各年份第 j 季 (或月份) 的距平场空间分布可以算得反映该量年际变动的经验正交函数场。将各年的距平场按经验正交函数场展开, 取主分量, 或前面一些分量, 就可以得到相应环流型的年际变化, 显然对大范围的气候距平预测来说是很有用的。其实, 就夏季降雨来说, 这种分解方法早已为气象界所熟悉, 并且我们已经提出用来作跨季度降雨距平的数值预测的订正^[6]。

6 讨论

本文利用标准化的季节变率等新概念和方法研究了大气环流的季节变化和季风问题。由此我们发现除经典的季风区即热带季风区外, 在副热带和中高纬度地带还各有一个标准化季节变率最大的地带, 不容忽视, 它们也可分别称为副热带季风区和温-寒带季风区; 大气环流季节变化和季风又都有垂直结构, 反映出大气环流季节变化的高低层或对流层与平流层 (甚至更高层) 的相互作用。此外, 我们还用投影算子即相关性定义了大气环流的季节划分, 并刻画出季节变化的水平和垂直方向上的传播, 揭示出影响大气环流季节变化的不同因子及其在动力学上的反映和相互作用。

应该指出, 即使采用同样方法, 但利用不同的气象要素来计算, 例如不是用风场而是用温度场或降雨量场, 则得到的标准化季节变率的空间分布、季风区以及季节划分等可能有所不同, 但它们之间有紧密联系, 共同刻画出大气环流季节变化的各个方面。为简便和实用计, 对于不同地区, 以采用该地区季节变化最明显或对人们生计影响最大的气象要素为好。例如对于内陆地区 (那里降雨量很少) 以温度最能反映季节变化, 而在热带某些地区则可用降雨量来计算从而分出干季和湿季等。但同样应指出的是我们提出的概念和方法是普适的。

再一个问题是应继续研究和计算季节变化的年际变动, 因为正是这些年际变动才是我们预测的对象。本文只是提出了一些概念, 指出一些应计算的量, 但尚未完成计算工作。此外, 季节变化在大气和海洋的耦合系统中的反映, 尤其是它们的相互作用机理, 也应深入研究。

最后指出, 我们还须从动力学理论及数值模拟上研究上述这些问题, 才能知其所以然。例如中国科学院大气物理研究所应用大气环流模式和海洋环流模式作跨季度降雨量距平的准业务预测取得一定成功^[7], 这可能是由于东亚季风和副热带高压是一个较大的系统且受 ENSO 和西太平洋暖池的影响比较显著有关。而印度季风则只是一个分支, 海气耦合影响不显著, 但南北两半球相互作用的影响显著, 可是模式未能很好模拟, 故预测评分就低。

参 考 文 献

- 1 Zeng Qingcun, Zhang Banglin, Liang Youlin and Zhao Sixiong, 1994, The Asian Summer Monsoon - A case study, *Proceedings of the Indian National Science Academy*, Vol. 60, Part A, No.1, 81~96.
- 2 曾庆存, 张邦林, 1992, 论大气环流的季节划分和季节突变 I. 概念和方法, *大气科学*, 16(6), 641~648.
- 3 张邦林, 曾庆存, 1998, 论大气环流的季节划分和季节突变 II. 个别年份的分析, *大气科学*, 22(2), 129~136.
- 4 Yeh, T. C., S. Y. Tao and M. C. Li, 1959, The abrupt change of circulation over the northern hemisphere during June and October, in: *The Atmosphere and the Sea in Motion*, 249~267.
- 5 Lu Peisheng, 1995, Evolution of Asian Summer Monsoon and the slowly varying disturbances, *Advances in Atmospheric Sciences*, 12(3), 311~318.
- 6 Zeng Qingcun, Zhang Banglin, Yuan Chongguang, Lu Peisheng, Yang Fanglin, Li Xu and Wang Huijun, 1994, A note on some methods suitable for verifying and correcting the prediction of climatic anomaly, *Advances in Atmospheric Sciences*, 11(2), 121~127.
- 7 Zeng Qingcun, 1994, Experiments of seasonal and extraseasonal prediction of summer monsoon precipitation (invited paper), *Proceedings of the International Conference on Monsoon Variability and Prediction*, Trieste, Italy, 9-13 May, 1994, Vol. II, 452~459.

On the Seasonal Variation of Atmospheric General Circulation and the Monsoon

Zeng Qingcun and Zhang Banglin

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

Abstract By using the global wind data for 1980-1991, the seasonality, defined as the root mean squared of the difference between summer and winter (or the January and July) and divided by the climatological annual mean, has been calculated. It is discovered that in the lower troposphere there are five regions with pronounced large seasonality: one is located in the tropical zone, two in subtropical zones (one in the Northern Hemisphere and one in the Southern Hemisphere), two in middle-high latitudes (one in each hemisphere). They are respectively coincident with the classically tropical monsoon region, regions occupied by the seasonal migration of subtropical high over Pacific, Atlantic and Indian Ocean, and regions associated with the storm tracks of westerly line. Therefore, they can be called the tropical monsoon region, (two) subtropical monsoon regions, and (two) middle-high latitude monsoon regions respectively. Second, the seasonality possesses baroclinity in the vertical structure: in the lower troposphere the tropical monsoon and subtropical monsoon are two separable systems (although connected to some extent), but the subtropical monsoon is shifted to the low latitudes in the vertical and eventually combined with the tropical monsoon as a whole nonseparable planetary monsoon system which possesses some cross-equator component of wind, and there exists in the middle-upper stratosphere one zone in each (Northern/Southern) Hemisphere with very pronounced large seasonality in the middle latitudes and is associated with the maintenance and breaking down of the night jet stream. Besides, some other problems such as the division of seasons, the spatical-temporal structure of their onset times and the interannual variabilities are also discussed in the paper.

Key words seasonality season monsoon interannual variability