

华北地区的季节变化特征与季风

孙继松 李晓艳 丁德平

(北京市气象局, 北京 100081)

摘 要 通过对以北京地区为代表的近 15 年的地面资料进行分析, 研究了华北地区季节过渡的突变特征, 并根据它们的综合演变提出了华北地区冬、夏半年的划分方法, 同时, 对它们的年际变化进行了讨论, 并分析了华北地区由冬季向夏季转换的早晚与对流层中上层行星尺度天气系统的季节性转换进程之间的联系。

关键词 季节变化 突变 季风

1 前言

由于我国特殊的地理环境和复杂的大气环流特点, 使得天气季节的划分很难有一个统一的标准。另一方面, 关于季节变化是否存在突变, 以及何时发生突变——尤其是由冬季向夏季的过渡期内? 目前在气象界存在着一些不同的看法。叶笃正等^[1]早在 1958 年就提出了“6 月突变”和“10 月突变”的著名论点, 此后, 我国不少的气象工作者围绕这一论点进行了大量的研究工作。但是, 从能量的角度分析, 无论是北半球中高纬地区, 还是北半球低纬地区, 在由冬季向夏季过渡的过程中, 基本上都存在 4 月和 6 月两次突变过程, 4 月突变甚至比 6 月突变更显著^[2,3], 这两种突变可能分别反映了在由冬季向夏季过渡的过程中, 极涡的急剧扩张与收缩和大气涡度状况(如季风变迁)的急剧变化。但是以上的研究都是基于某些经圈或纬圈平均进行的, 而对大气低层更具预报意义的气象要素参考不多。另一方面, 华北雨季的开始时间有时相差两个多月, 最早在 6 月上旬^[4]。我们也注意到, 5~6 月间华北地区经常发生一般性的暴雨: 1980~1994 年期间, 7 月之前北京地区平均日降水量超过 25 mm 的降水过程就达 16 次之多。而陶诗言等^[5]、Lou^[6]认为直到 7 月 20 日前后夏季盛行季风才能推进到 40°N 左右, 如何解释这种时间上的差异? 本文试图从大气低层气象要素的演变特征入手, 结合整个对流层的演变过程来分析华北地区的季节变化特点, 以期对与季节突变有关的天气现象进行剖析, 以便对这一进程有一个浅显的认识。

按希克指数划分季风区的方法^[7], 华北大部分地区基本上都处于大体相同的季风强度区。文献[8]从降水的角度论证了华北地区各地的降水间有很好的正相关。从天气学的角度来看, 无论冬夏, 华北地区均处于相同的大型天气系统控制之下。因此, 本文主要选用北京的地面资料作为华北地区天气特征的指标。

1997-07-25 收到, 1998-11-30 收到再改稿

* 本文得到了国家科委“96-908”项目和国家气象局的部分资助

2 资料及其处理

本文主要选用北京(即 54511 站)作为华北地区的基准站,选用了 1980~1994 年的日平均气温和地面风。由于降水的空间不连续性,选取北京地区分布较为均匀的 6 个站(西郊、通县、门头沟、房山、密云、昌平)的平均降水资料制作降水量和降水日数序列。对流层高度场资料选用欧亚东部 500 hPa、100 hPa 二个高度层。季风强度指数(I_s)为每日四次地面实测风的南北风分量的平均值, $I_s < 0$ 为南风日,反之则为--个北风日。以平均风南风为夏季风,北风为冬季风。

3 多年平均状况

所谓“突变”是指某一要素从一种相对稳定态跳跃式转变到另一种相对稳定态的现象。因此,对于任何一种气象要素 X ,其相邻的两个旬或月平均之差 $Y_i = X_{i+1} - X_i$ 反映了这两个旬或月平均状况的差异。很明显, Y_i 的绝对值的最大时间段说明了该期间存在着急剧变化,我们称之为突变期。这种方法所描述的突变特征和显著性与文献 [2] 采用的 T 滑动检验有相似之处(如图 1b)。

由于华北地区夏季的降水性质一般为间歇性的对流天气,为了更好地反映这种天气过程特征,这里采用旬内各个降水日的降水量作为降水指数(R)来考查。对于多年平均来说,该降水指数的变化与降水量的差异并不大,但就各年来看,两者之间有明显差异,而降水指数能更好的反映华北的季节特征。

图 1a 为北京地区 15 年旬平均气温(T)、旬降水指数(R)的旬差及旬平均季风强度演变情况。从中可以看到:气温在 3~5 月份上升很快,而 3 月中旬至 4 月上旬则更甚,为这一期间平均增幅的两倍左右,具有明显的突变特征。几乎同时,冬季风强度指数发生了突变式的衰减,并出现短时间的南风,随后,降水指数出现了第一次明显上升,尽管整个 4 月份仍以北风为

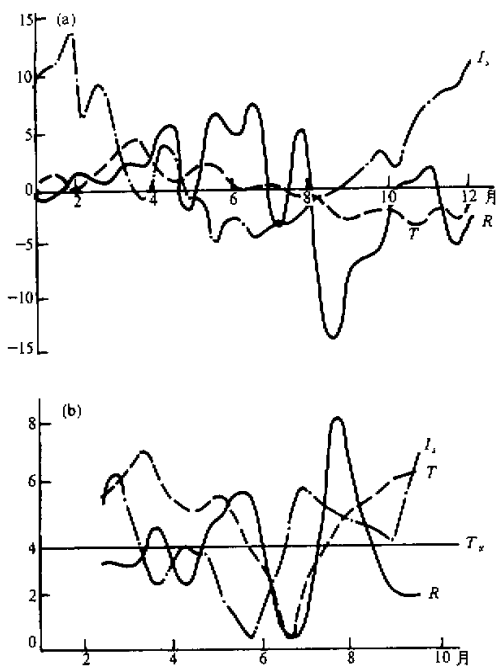


图 1 北京地区 15 年旬平均
(a) 温度、降水指数旬差及季风指数的逐旬演变,
(b) 温度、降水指数及季风指数突变显著性检验
单位: I_s 为 0.1 m s^{-1} , T 为 0.1°C , R 为 mm d^{-1}

主, 但是其强度不及隆冬的 $1/3$; 这表明从 4 月上旬以后冬季风已经失去支配地位。

就平均而言, 华北地区以冬季风为主的天气过程结束时, 夏季天气特征并没有迅速出现。直到 5 月中旬, 北京地区降水指数再次开始快速增长; 气温上升出现第二个峰值, 与此同时, 夏季风—南风开始盛行, 到 5 月下旬, 其强度达到全年的最大值, 为 -0.59 m/s 。这一系列的变化表明: 北京地区的夏季风特征在 5 月下旬已经很明显。相对于冬季风来说夏季风的强度指数不及冬季风的一半, 就时间长度来看, 夏季风控制北京的时间仅为 4 个月左右, 冬季风可达 6~7 个月。

为了进一步说明季节过渡中的突变现象, 我们同时给出了它们的 T 滑动检验图。为尽可能消除季内变化的影响, 文中选用 6 旬滑动 (即 $n_1 = n_2 = 6$)、信度水平 $\alpha = 0.01$, 对应的 $T_\alpha = 3.707$, 计算得到的 T 值越大, 表明突变越显著。对比图 1a 和 1b, 我们可以看到, 对于温度和降水指数, 二者基本吻合。对于季风指数来说, 它不仅描述同一季风的强度变化, 更重要的是要反映两种不同季风的转换时间, 但是 T 检验不能很好地描述这种变化。

为了进一步验证 15 年资料的代表性, 我们利用 1951~1994 年北京单站 44 年平均的温度、降水、降水日数进行同样的处理, 其结果基本相同。因此, 我们认为从气候意义上说由冬季向夏季的过渡过程中, 的确存在两种不同性质的突变现象, 即反映冬季风突然衰减的“4 月突变”和表明夏季风已基本建立的“5~6 月突变”, 至少在华北是如此。

与由冬季向夏季的过渡不同, 北京地区 15 年的平均结果表明: 由夏季向冬季过渡的过程要迅速得多, 雨季的结束就意味着冬季风环流建立的开始。9 月上旬开始, 北京地区盛行的南风已基本结束, 降水开始突变式的减小, 同时气温大幅度迅速下降; 到 10 月中旬, 冬季北风开始盛行, 降水指数达到冬季的平均水平, 表明冬季特征开始控制华北。

4 季节过渡的年际差异与冬、夏季的划分

长期以来, 在实际工作中, 我们大多以某一气象要素 (如日平均气温、平均降水量或平均气压等) 的观测值作为季节进程的标准。显然这种以单一因子作为统一标准运用于不同地区的方法存在一定的缺陷。例如, 华北大部分地区的年降水量仅为长江流域及其以南地区的 $1/2$ 至 $1/3$, 而且主要雨季的降水性质也大相径庭——前者多为间歇的对流性雷暴天气, 后者一般为稳定的持续性降水。因此, 以统一的日平均降水量作为季节进程的标准运用于日常业务上, 存在明显的不合理性。另外, 某一特定区域的温度、降水或气压等等的平均值不仅依赖于该区域所在的经纬度, 而且与测站所在的地理环境有很大关系。由此, 我们认为在一定的区域范围内, 季节的划分方法应以当地的降水量、降水日数、温度、风向和风速等综合起来考虑。这些因素的综合演变及相对变化才能客观地反映大气环流季节变化对该区域的影响。从上一节对北京地区 15 年几种单一要素的平均状况的分析可以看到, 它们在“突变”的起始时间上并不完全一致, 逐年的差异要更大一些。有鉴于此, 需要建立一个客观的“季节指数”, 它不仅要体现对不同季节具有指示意义的单一要素的贡献, 同时要尽量减少单一要素变化对季节划分的片面

性,并尽可能避免由于非天气系统(如测站的地理环境等)因素造成的影响。为此,我们基于下面的方法进行了多种组合试验。

定义季节指数 $M = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n Q_j$, 其中: $Q_j = [K_j \sum_{i=1}^L (Q_{j,i} - Q_{j,1}) / \Delta Q_j] \times 100\%$, n

为选择的气象要素参量个数, j 为参量序号; i 为旬序号, $L=1, 2, \dots, 36$, K_j 为第 j 个参量的影响系数, ΔQ_j 为第 j 个参量年度内的最大差值; 即 Q_j 实质上反映了相邻的两个旬之间的相对变化量占年内总变化量的百分比随时间的累加。

试验的结果表明, 尽管选用的参量数量不同, 但结果基本相似, 而且 Q_j 所描述的突变特征与显著性和 T 检验方法几乎完全一致。有鉴于此, 本文选用以下几个组合参量:

(1) $Q_{1,i}$ 为第 i 旬平均气温, $K_1 = 1$ 。

(2) 如前所述, 在季节转换过程中, 季风指数的相对变化量只能较好地反映平均风速大小的变化, 而南北风日数则是判断夏季风或冬季风是否盛行的重要参数。鉴于二者是一组相关的、不宜分割的气象要素, 文中 $Q_{2,i}$ 取第 i 旬平均季风指数与旬内南风日数和北风日数之比的乘积(当旬内北风日数为零时, 其值为 1), $K_2 = 1$; 为保持与其他参量变化的同向性, ΔQ_2 为年内旬平均最小值(即南风最大)与最大值(北风最大)之差。

(3) $Q_{3,i}$ 为第 i 旬降水量, K_3 为年降水指数的旬平均, 即 $K_3 = R/36$; 其中, R 为年降水量与降水日数的比值。

以上三个组合参量不仅考虑了它们对天气气候变化具有大体同等重要的指示意义, 并且排除了由于各自的年际变化造成的季节划分上的差异。尽管各参量均选用 5 旬滑动平均, 但是由于季节转换期间天气系统变化频繁而剧烈, 季内变化的影响仍不能完全消除。一般认为冬夏季之间最多只有二次左右的季节转换过程, 因此我们规定, 当 M 从一个基本稳定态向另一个基本稳定态迅速变化时, 两个相对稳定态之间的幅度小于年内最大变化量的 $1/4$ 时, 则认为是季内波动。

图 2 给出了其中 5 年的季节指数变化曲线, 从中可以大体看到不同年份季节变化的差异: 正常年(如 1990 年)由冬季向夏季过渡的过程中, 季节指数增长最快的时间有两次, 即 3 月中旬至 4 月中旬和 5 月下旬至 6 月下旬, 具有明显的两次突变特征; 而 1983 年只有 3 月至 4 月的突变特征明显, 1981 年也只存在一次明显季节突变, 发生在 5 月至 6 月上旬; 1988 年的两次突变比正常年明显偏晚, 而且第一次突变要弱得多; 1991 年的两次突变则明显偏早。但是由夏季向冬季过渡的年际变化则要小得多。

为了更清楚地描述北京地区由冬季向夏季过渡的突变特征, 表 1 列出了 1980~1994 年逐年的季节指数在该期间的突变时间与强度。

从表中可以看到: 北京地区由冬季向夏季过渡的过程中, 大多存在明显的二次突变特征(15 年中占 10 年); 但无论是在突变时间, 还是突变显著性, 都存在很大的年际差异。就时间分布来看, 5、6 月的突变最显著——季节指数上升最快, 发生突变的次数最多, 其次是 3、4 月。

季节指数不仅直观地描述了区域性季节变化的特点, 而且它所揭示的突变特征与利用其他大气环流参数诊断分析的结果基本吻合, 并且在实际工作中更容易操作。由于突

变点对应的的时间实质上反映了季节指数从其后一句开始, 变化幅度发生了明显变化, 因此我们定义: 季节指数第一次突变的起始时间为冬季结束的标志, 第二次突变开始的后一句为夏季开始, 两者之间为过渡季 (即所谓春季); 季节指数如果仅存在一次明显突变, 突变终止时间的后一句为夏季的开始。按这一标准, 北京地区冬季结束的平均时间为 4 月上旬, 而夏季开始于 5 月下旬至 6 月上旬。但逐年来看, 无论是冬季的结束时间, 还是夏季的开始, 最大差异达到 7 旬左右 (见表 1)。

同样, 季节指数也清楚地反映了由夏季向冬季过渡期间的突变特征 (如图 2), 季节指数由最大值向最小值 (即由夏到冬) 变化的过程中, 基本上只有一个明显折点 (仅 1981 年有两个折点), 通过这一折点之后, 其变化幅度突然变缓——具有明显的一次突

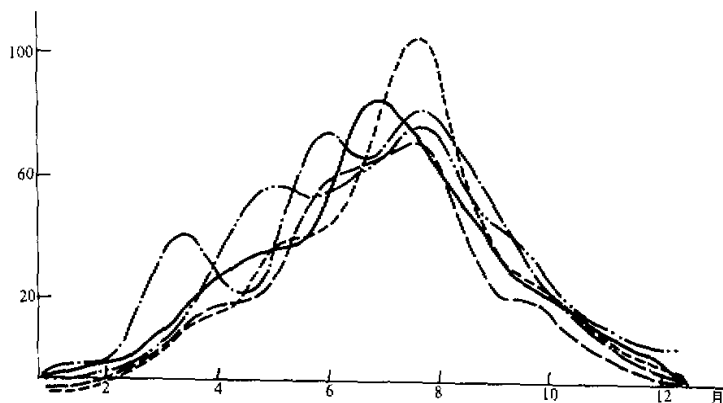


图 2 季节指数随时间的演变曲线

——1990 年, - - -1991 年, — · —1988 年, — — —1981 年, · · · · ·1983 年

表 1 1980~1994 年北京地区季节指数发生突变时间与季节转换时间的划分

	第一次突变	第二次突变	冬止	夏始	夏冬转换
1980 年	12~16 旬 / 9.5	19~22 旬 / 6.8	12 旬	20 旬	26 旬
1981 年	13~16 旬 / 12.1	*	13 旬	17 旬	24~26 旬
1982 年	12~15 旬 / 10.7	18~21 旬 / 6.4	12 旬	19 旬	24 旬
1983 年	7~13 旬 / 9.5	*	7 旬	14 旬	24 旬
1984 年	8~11 旬 / 10.3	12~15 旬 / 8.4	8 旬	13 旬	24 旬
1985 年	13~17 旬 / 11.6	*	13 旬	18 旬	26 旬
1986 年	9~13 旬 / 8.3	16~18 旬 / 13.0	9 旬	17 旬	26 旬
1987 年	9~12 旬 / 13.8	*	9 旬	13 旬	26 旬
1988 年	12~15 旬 / 7.9	16~21 旬 / 12.4	12 旬	17 旬	24 旬
1989 年	7~13 旬 / 8.8	17~20 旬 / 7.2	7 旬	18 旬	24 旬
1990 年	8~12 旬 / 5.1	15~18 旬 / 14.0	8 旬	16 旬	24 旬
1991 年	6~8 旬 / 12.3	12~16 旬 / 13.3	6 旬	13 旬	26 旬
1992 年	13~16 旬 / 7.2	19~22 旬 / 7.8	13 旬	20 旬	26 旬
1993 年	12~15 旬 / 13.1	*	12 旬	16 旬	28 旬
1994 年	8~11 旬 / 11.3	16~20 旬 / 16.1	8 旬	17 旬	27 旬

注: 表中第 2、3 列, 分子为 M 上升最快的时间区域, 分母为该期间的平均速度; * 表示不存在明显突变。

变特征, 由此, 我们定义该折点为两个季节的突变点, 其所在的时间为夏季结束的时间, 其后一旬为冬季开始时间。按这一标准, 北京地区冬季的开始时间一般在 25 至 28 旬之间, 年际变化比由冬季向夏季过渡小得多 (见表 1)。

这一季节指数是否能反映华北地区处于不同地理环境区域的其他地点季节变化特征呢? 我们随机抽取 1994 年, 选用分布于不同地理位置的其他 5 个观测站的资料进行同样处理, 它们分别是: 石家庄 (38.02°N , 114.25°E , 海拔 81.6 m)、承德 (40.58°N , 117.56°E , 海拔 374.4 m)、原平 (38.44°N , 112.43°E , 海拔 828.3 m)、安阳 (36.07°N , 114.2°E , 海拔 76.4 m)、济南 (36.41°N , 116.59°E , 海拔 57.8 m)。图 3 为以上 5 站与北京地区的季节指数演变图。可以清楚地看到, 6 站的季节指数变化趋势大体一致, 突变时间也基本相同, 其最大不同表现在盛夏时期绝对值上有明显的强弱差异。这表明, 对处于相同季风控制区的任何测站, 其季节指数的变化基本上反映了冬夏季节的演变进程。

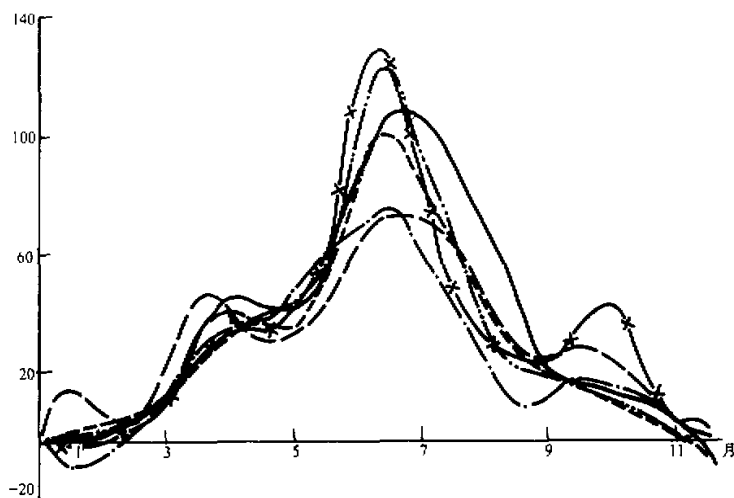


图 3 季节指数随时间的演变曲线

——北京, - - - - - 石家庄, 承德, — · — · — 原平, — · — · — 安阳, — × — × — 济南

5 华北的季节转换与大气环流的季节性调整

华北特定的地理位置决定了其季节变化与整个大气环流的季节调整的关系比高纬和较低纬度地区可能更复杂, 大量的研究表明, 其主要影响可能来源于: 极涡的收缩与扩张、与青藏高原相关的季风系统、与西太平洋副热带高压相联系的季风系统以及它们相互影响的中高纬度行星波尺度槽脊的更替。这些系统本身就存在较大的年际差异, 它们共同作用以及对华北影响程度上的强弱, 使得华北季节变化的年际差异更大。上一节已经表明, 这种年际差异最大之处体现在由冬季向夏季的过渡, 这里我们主要讨

论该期间大气环流演变上的不同。为了克服多年平均资料对突变显著性可能产生的影响, 采用具有代表性年份的 500 hPa 和 100 hPa 候平均资料进行对比分析。

首先讨论华北地区由冬季向夏季过渡过程中的最后一次突变与对流层中上层环流调整的关系。通过对逐年的 500 hPa 高度场的分析 (图略), 我们发现: 这次突变发生时最显著的特点是青藏高压同时突然加强, 即在 500 hPa 沿 30°N 的剖面上, $85^{\circ}\sim 105^{\circ}\text{E}$ 之间突然出现相对稳定的 588 线闭合中心的时间对华北夏季的开始有良好的指示作用, 二者一般同时发生, 或前者早于后者二候左右。对 100 hPa 候平均高度场资料的分析表明, 青藏高压这种变化遍及整个对流层中上层。

其次, 西太平洋至我国大陆东岸的副热带高压在该期间也发生了明显变化, 但表现方式并不一定是副高脊线突然北跳。例如 1991 年, 西太平洋副热带高压脊线直到 6 月中、下旬 (即 6 月第 4 至 6 候) 才明显北抬 (如图 4), 而此时华北的季节指数并没有明显变化。但是, 5 月第 1 候, 副热带高压突然向北伸展, 在沿 115°E 剖面上, 副高外围的 584 线由 15°N 迅速推进到 35°N , 并开始处于相对稳定状态 (图略)。当然, 绝大多数年份, 在华北地区发生这次突变期间, 西太平洋副热带高压脊线发生了明显的北跳 (如图 4), 但与华北夏季开始建立的对应关系不如青藏高压。

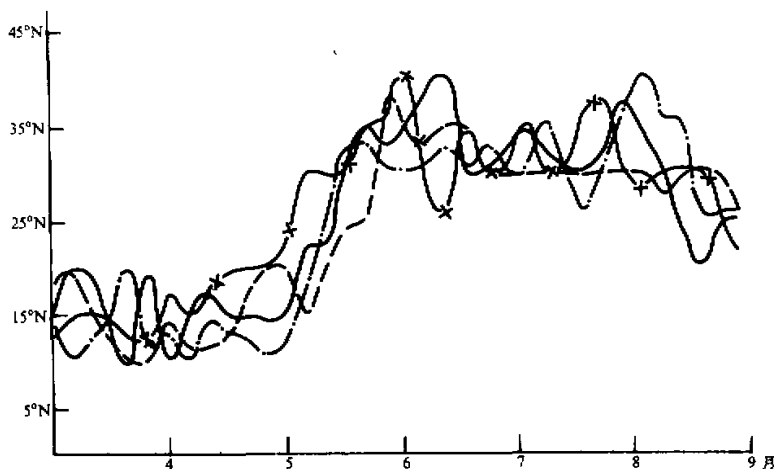


图 4 135°E 剖面上 4~9 月副高脊线位置逐候演变情况

——1981 年, $\cdots$ —1986 年, $\times$ — $\times$ —1990 年, ----1991 年

为了进一步说明青藏高原季风系统、西太平洋副热带高压季风系统的演变和中高纬行星尺度槽脊更替与华北夏季建立早晚的关系, 我们对沿 30°N 和 50°N 两个纬向剖面 500 hPa 高度场的逐候演变进行了分析。鉴于主要旨在揭示不同年份大气环流季节性调整在时间早晚上的差异和篇幅上的原因, 文中仅给出了夏季建立时间相差较大的 1991 年与 1986 年 (见表 1, 前者先于后者约 4 旬) 逐候高度场之差 (即 $H_{1991} - H_{1986}$) (图 5a、b)。为尽可能减小季内振荡的影响, 高度场资料进行了 9 候滑动平均处理。

在中纬度, 1986 年 5 月下旬, 青藏高压突然加强到 588 位势什米以上并开始稳定维持, 随后西太平洋副热带高压迅速北抬, 6 月上旬开始形成稳定的“两脊一槽”, 即典型的夏季环流特征。图 5a 中 105°E 至 120°E 之间的正值区显示了此时大槽的平均位置, 它两侧的负值区清楚地揭示了 1986 年两大高压系统的增强过程 (这次变化之后, 两大高压系统和夏季大槽的强度均超过了早于它发生季节调整的 1991 年)。1991 年 5 月第 1 候青藏高压突然加强并开始稳定维持, 西太平洋副热带高压同时向北扩张, 夏季环流特征开始建立, 正如图 5a 所揭示的那样, 两者在青藏高原上的高度场之差的正负号转换发生在 5 月底至 6 月初。

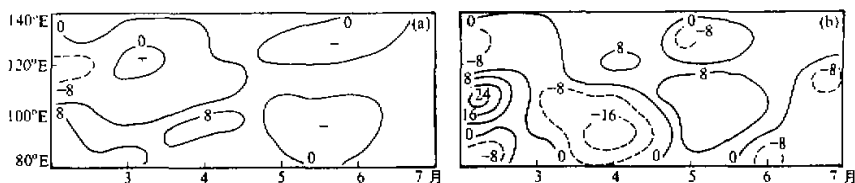


图 5 1991 年与 1986 年 500 hPa 高度场之差的逐候演变 (单位: 位势什米)
(a) 沿 30°N 剖面; (b) 沿 50°N 剖面

比较图 5a 和 b 可以看到: 4 月中旬至 7 月, 1991 年与 1986 年 500 hPa 的高度场之差在青藏高原以北与高原上基本是反向的。夏季青藏高原以北正是大槽的平均位置, 冬季则为脊控制。这表明在对流层中层, 青藏高压加强和维持的同时, 处于大体相同经度上、较高纬度的夏季大槽也同时加强、维持, 南北向的变化类似于跷跷板结构, 而在大陆东岸至西太平洋上不存在这种关系。图 5b 清楚地显示了 1991 和 1986 年发生在亚洲大陆较高纬度上, 从冬季高压脊减弱到夏季大槽建立这一演变过程在时间上的差异。1991 年始于 4 月第 3 候, 到 5 月第 1 候夏季大槽完全建立 (对应于负值中心), 而 1986 年夏季大槽在 6 月建立后强度暂时超过了 1991 年 (对应正值区)。

综上所述, 华北地区夏季的迅速建立不仅与西太平洋副热带高压的突变有关, 而且可能与青藏高原季风系统的季节转换有更直接的联系。初夏, 在对流层中部青藏高压的突然加强的同时, 高原以北的夏季定常大槽 (位于 90°E 至 110°E) 迅速形成; 西太平洋副热带高压的迅速北跳或向北扩张, 使得大陆以东的冬季大槽被相对稳定的高压脊所取代, 最终完成季节性的槽脊更替。但是这种转换首先是从高原季风系统的转换开始的。与青藏高压加强相关联的是, 在对流层中下层, 高原东侧的暖性低涡低槽的形成和发展, 尽管这种低涡北上华北的比例并不大^[9], 但是这一低槽前部的西南气流的强弱直接影响到华北 7 月中旬以前降水的多寡, 即便在盛夏 (所谓“7 下 8 上”) 这支气流也是华北降水重要的水汽通道之一 (这时, 来源于西太平洋副热带高压南侧的东南季风则是另一个重要的水汽通道), 而它本身与南亚季风气流有直接关系^[10], 这可能是沿高原东侧至华北地区的降水与印度季风降水的相关最为显著, 而我国其他地区不存在这种相关^[11]的直接原因。

以上的分析同时表明: 在 3、4 月间华北地区的季节指数发生突然变化时, 中低纬

度行星尺度的大气环流系统并没有发生根本性的变化。但进一步分析表明在对流层中上层, 极涡发生了急剧收缩。以正常年(1990 年)和偏晚年(1981 年)的差异 ($H_{1990} - H_{1981}$) 为例 (见图 6), 从中可以看到以下几点事实: 其一, 极涡的收缩似乎是从对流层上层开始的, 华北地区地面季节指数的突变发生在 100 hPa 高度上的极涡收缩之后, 而与 500 hPa 的变化大体一致。例如, 1990 年 100 hPa 极涡急剧收缩发生在 2 月底~3 月初 (最大正值区)、500 hPa 发生在 3 月下旬~4 月上旬。其二, 在对流层上层和中层, 1981 年极涡收缩的幅度都超过了 1990 年 (正负号发生转换), 但时间比 1990 年晚一个月左右。另外, 虽然两年极涡发生急剧收缩的时间不同, 但在对流层上层, 两者在较低纬度上的变化都不大。因此, 极涡急剧收缩的结果, 使得副热带西风急流迅速减弱, 从而导致其左侧低层蒙古高压的明显衰减, 华北冬季风由此失去了支配地位。

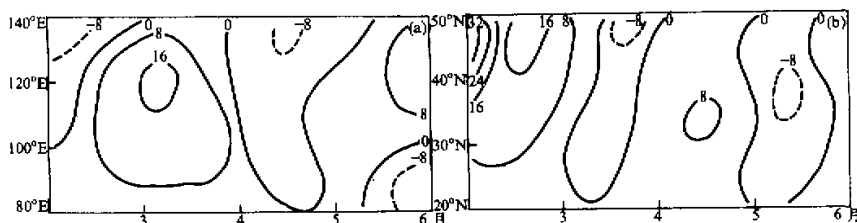


图 6 1990 年与 1981 年高度场之差的逐候演变 (单位: 位势什米)

(a) 500 hPa 沿 65°N 剖面; (b) 100 hPa 沿 115°E 剖面

6 结论与讨论

由上面的研究分析, 我们可以得出以下几点结论:

1) 华北地区由冬半年向夏半年过渡的过程中, 存在 3 月至 4 月和 5 月下旬至 6 月的两次不同性质的突变现象。这两次突变是对流层大气环流系统季节性调整的结果: 3 至 4 月的突变反映了冬季风的迅速衰减过程, 即由于对流层中上层极涡的急剧收缩, 导致了低层冬季风活动中心——蒙古高压的迅速减弱; 5 月下旬至 6 月的突变则是夏季风建立的标志, 它不仅与大陆东岸至西太平洋的副热带高压的突然变化有关, 而且可能与和青藏高原直接有关的季风系统的季节转换有更密切的联系。

2) 本文用地面观测资料制作的华北季节指数不仅直观地描述了区域性季节变化的特点, 它所揭示的突变特征与利用其他大气环流参数诊断分析的结果基本相同, 而且它对区域性的季节划分提供了更简明、客观的实用办法。

3) 由于逐年对流层大气环流系统季节性调整的时间上的差异和强度的不同, 华北冬季结束和夏季的建立都存在很大的年际变化, 最大可相差两个月左右, 突变的显著性也存在明显差异。

4) 由夏半年至冬半年的过渡, 基本上是在一个月左右的时间内完成的, 年际变化相对较小。

长期以来,我国气象工作者对西太平洋副热带高压的南北向移动、东西向进退进行了卓有成效的研究,其变化与我国东部广大地区汛期的旱涝有直接关系。但是,单纯用副高进退来描述我国夏季风进程有值得商榷之处。川北、西北东部至华北与印度中部降水存在显著相关的事实,以及上面分析的华北夏季建立与青藏高原季风系统季节突变的关系表明了不同区域的季节变化受各个季风控制系统的影响程度是不同的。

致谢:中国科学院大气物理研究所孙淑清研究员就本文与作者进行过有益的讨论,谨此致谢。

参 考 文 献

- 1 叶笃正等, 1958, 在六月和十月大气环流的突变现象, 气象学报, 29(4), 249~263.
- 2 孙继松、仇永炎, 1994, 对流层中层动能的全球性季节过渡与季节性急变, 气象学报, 52(1), 33~39.
- 3 孙继松、仇永炎, 1992, 热带500 hPa动能的基本特征与季节变化——南、北半球的比较, 热带气象, 8(1), 35~43.
- 4 赵汉光等, 1994, 华北的雨季, 气象, 20(6), 8~12.
- 5 Tao Shiyan and Chen Longxun, 1987, A review of recent research of the East Asian summer monsoon in China, in: *Monsoon Meteorology*, Oxford University Press, 60~92.
- 6 Lau, K.-M. and Song Yong, 1997, Climatology and interannual variability of the Southeast Asian summer monsoon, *Adv. in Atmo. Sci.*, 14(2), 131~142.
- 7 张家诚, 1984, 季风, 北京: 气象出版社, 4~8.
- 8 梁平德, 1998, 印度夏季风与我国华北夏季降水量, 气象学报, 46(1), 75~81.
- 9 张飒等, 1998, 造成山东不同天气的两个西南低涡异同分析, 气象, 24(1), 20~24.
- 10 孙淑清, 1986, 东亚大尺度低空急流的背景场与东半球越赤道急流, 气象学报, 44(1), 55~61.
- 11 朱乾根等, 1992, 天气学原理和方法, 北京: 气象出版社, 797~804.

Relationship between the Seasonal Change Characteristics in North China and the Monsoon

Sun Jisong, Li Xiaoyan and Ding Deping

(Beijing Meteorological Bureau, Beijing 100081)

Abstract By using the surface data of Beijing area during 1980~1994, the characteristics of seasonal sudden changes in north of China have been investigated, and the new method identifying the half year of winter or summer is coming in this area has been proposed. Meanwhile, the interannual variability of the sudden changes during the seasonal evaluations has been studied. The relationship between the seasonal evaluations of atmospheric circulation systems in troposphere and seasonal sudden changes happened in north of China has been analysed, specially the outstanding interannual differences in the troposphere during evaluation from winter to summer.

Key words seasonal evaluation sudden change monsoon