

论大气环流的季节划分与季节突变*

III. 气候平均情况

薛峰 林一骅 曾庆存

P42 A

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘要 该文第 I 部分定义了大气环流的季节划分和季节突变, 第 II 部分按此对个别年份的情况作了具体计算, 第 III 部分则利用 NCEP/NCAR 1978~1997 年气候平均资料做了实际计算, 其结果与第 II 部分大体一致, 但更鲜明且更有代表性 (是气候平均而非个别年份)。主要结果有: (1) 在对流层中下层, 亚洲冬季风环流的建立始于欧亚大陆高纬西风带, 夏季风环流的建立始于太平洋副高 (副热带季风), 以及由于马斯克林高压和澳大利亚冷高等几个大气活动中心的建立或加强 (热带季风)。(2) 各季节的建立始于平流层, 之后是对流层低层的极区和热带个别区域, 并由上述层及地区分别向上、下层和中纬度地区发展, 最终导致整个半球季节环流场的建立。(3) 季节突变最强在平流层, 分别位于两半球的热带到副热带以及高纬到极地, 其中从冬到夏的突变明显强于从夏到冬的突变, 而对流层的季节突变较平流层偏弱, 主要位于热带到副热带的中上层。

关键词: 大气环流; 季节; 季风

1 引言

我国地处东亚季风区, 大气环流的季节变化甚为显著^[1]。我国气象学家曾对东亚季风的季节变化做过大量研究, 例如, 竺可桢最先提出了东亚是季风区 (不只是印度), 并对东亚夏季风和降雨量的关系作了经典性的阐明^[2]。1944 年, 涂长望和黄土松利用地面上假湿球位温等值线的位置来定义夏季风的北界, 并发现其变化的突然性^[3]。叶笃正等通过研究高空急流的季节变化则明确提出大气环流存在季节突变, 具体地就是发现东亚大气环流存在 6 月和 10 月两次突变^[4]。此后, 也有用等雨量线的位置变化或其它指标来研究东亚季风的活动^[5]。但所有这些结果都是根据天气学分析方法得到的, 很有启发, 但不够定量化。因此, 如何客观地定义大气环流的季节划分, 仍值得深入研究。在本文的第 I 部分中引入环流相似性的概念, 由此定义了一组能定量描写大气环流季节变化和突变的参数, 并进行了理论分析^[6]。在第 II 部分中就个别年份大气环流的季节变化做了初步分析^[7], 得到很有兴趣的结果, 除与传统方法得到的重要结论一致外, 又有不少新发现。但从气候研究的角度看, 多年平均的结果显然更有意义。因此, 这里我们利用 NCEP/NCAR 1978~1997 年的候平均风场, 研究了大气环流季节的建立过程和季节突变。

2000-08-15 收到, 2001-03-02 收到修改稿

* 国家重点基础研究发展规划项目“我国重大气候和天气灾害形成机理和预测理论的研究”第一部分 (G1998040900)、国家自然科学基金资助项目 49735160 和 40075020 共同资助

2 资料与方法

资料选用 NCAR / NCEP 1978~1997 年平均的候平均风场, 水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 经纬网格, 垂直方向从 1000 hPa 到 10 Pa 分为 17 层。在本文的第 I、II 部分, 季节是按 $R_w(t)$ 的大小来划分的, 取 $R_w(t) > \delta_0$ 和 $R_w(t) < -\delta_0$ 分别对应于冬季和夏季, 其中 $\delta_0 > 0$ 。在第 I、II 部分中都取了 $\delta_0 = 0.5$, 但最好从实际的应用 (对人类活动的影响) 来确定。这里我们根据 $R_w(t)$ 的投影角 $\theta = \arccos R_w(t)$ 给出如下的季节划分:

$$\begin{cases} 0 \leq \theta \leq \pi/4 & \text{冬季,} \\ 3\pi/4 \leq \theta \leq \pi & \text{夏季,} \\ \pi/4 \leq \theta \leq 3\pi/4 & \text{过渡季节, 春季或秋季.} \end{cases}$$

这与按传统方法定义的季节比较接近, 而由此定义给出的冬、夏季长度比取 $\delta_0 = 0.5$ 有所缩短, 过渡季节延长, 即更近于通常的季节划分。

记据此计算的四季长度分别为 T_{spr} 、 T_{sum} 、 T_{aut} 和 T_{win} , 则从冬到夏和从夏到冬的突变指数定义为

$$\begin{cases} A_{ws} = T_{win} / T_{spr}, \\ A_{sw} = T_{sum} / T_{aut}. \end{cases}$$

这与原来本文第 I 部分的定义并无本质差别, 只是其倒数, 但显示更加方便。

具体计算时, 冬、夏季典型场取为 20 年平均的 1 月和 7 月月平均风场, 在 20° (经度) $\times 10^\circ$ (纬度) 区域内计算 $R_w(t)$ 。

3 亚洲冬季风和夏季风环流场的季节演变

图 1 为亚洲季风区各区域 850、500、200 hPa 各层风场投影角 $\arccos R_w(t)$ 的演变情况。在印度季风区 (图 1a), 除秋季外, 上、下层变化趋势较为一致, 在从冬到夏过渡中有明显突变, 200 hPa 在从夏到冬过渡中突变也较明显, 而中层则没有突变; 除夏季外, 各层在季节开始时间上均有差异。在南海季风区 (图 1b), 各层在从冬到夏过渡中均有明显突变, 并且 500 hPa 还有明显的季节内振荡; 除冬季外, 各层季节开始时间差异不大。在东亚季风区 (图 1c), 中、上层有明显的季节突变, 500 hPa 更明显, 而 850 hPa 有明显的季节内振荡; 除冬季外, 各层季节开始时间差异较大。总之, 各区域季节变化情况差异较大, 其中南海季风区各层差异相对较小, 印度季风区上、下层较为一致, 而东亚季风区中、上层则较为一致。

根据第 2 节的方法, 得到各季节开始时间的全球分布图。这里我们以 850 hPa 冬、夏季的开始时间分布图为主, 并结合冬、夏季的流场 (图略), 重点分析亚洲冬季风和夏季风环流场的季节演变。

图 2a 为 850 hPa 各地区北半球冬季环流场的开始时间。冬季环流首先在欧亚大陆高纬西风带建立起来 (54 候, 9 月底), 成为亚洲冬季风的源地, 这与张家诚的定性分

析结果吻合^[8], 接着是印度次大陆南部及附近海域 (57 候, 10 月中旬), 东亚大陆则稍晚 (60~63 候, 10 月底~11 月中旬), 此后, 南海和热带西太平洋和热带印度洋分别由西至东、由北向南渐次转变成冬季环流。随着西风带的加强, 东太平洋副高减弱并南撤, 同时阿留申低压和冰岛低压发展, 于是热带中太平洋和阿留申南部以及北大西洋北部地区冬季环流最迟也建立起来了 (69~72 候, 12 月中下旬)。

图 2b 为 850 hPa 各地区北半球夏季环流场的开始时间。在北半球, 东太平洋副高区夏季开始最早 (21 候, 4 月中旬), 并通过其南部和西部偏南气流影响夏季风, 之后是阿留申低压区 (24 候, 4 月底), 但从流场上看, 其气流源于较高纬度, 这正是温-寒带的夏季风; 在南半球副热带, 夏季 (南半球冬季) 开始最早的是马斯克林高压区和澳洲冷高压区 (21 候), 并分别通过非洲东部和印尼附近两支越赤道气流影响夏季风。此外, 南海地区夏季始于 27~30 候 (5 月中下旬), 与南海季风爆发时间相当一致, 从印度经中国南部到日本一带夏季始于 30~33 候 (6 月中上旬), 其等值线走向成西南-东北走向, 与雨带走向一致, 此外我们注意到, 印度次大陆本身夏季风来临并不早, 迟于南海和中南半岛地区, 这些均与已有天气学分析结果吻合^[5,9], 也从另一侧面证实我们方法的合理性。

从半球尺度看, 北半球冬季 (图 2a) 始于欧亚大陆高纬地区, 南半球冬季 (北半球夏季, 图 2b) 始于南极大陆 (尽管其影响范围仅限于局地), 二者均是全球最冷的区域, 换言之, 季节变化始于全球最冷的地区, 这从直观上是容易理解的, 因为在由夏向冬的季节转变过程中, 欧亚大陆高纬地区或南极大陆由于积雪的影响, 对太阳辐射最为敏感, 致使该地区迅速冷却, 而较冷的区域空气密度大, 与周围产生气压差, 因而环流场容易变化。上述分析表明, 热带夏季风与南半球热带冬季环流的建立是相互联系的, 南半球热带冬季环流建立后通过越赤道气流的作用引起北半球夏季风的爆发, 还有, 无

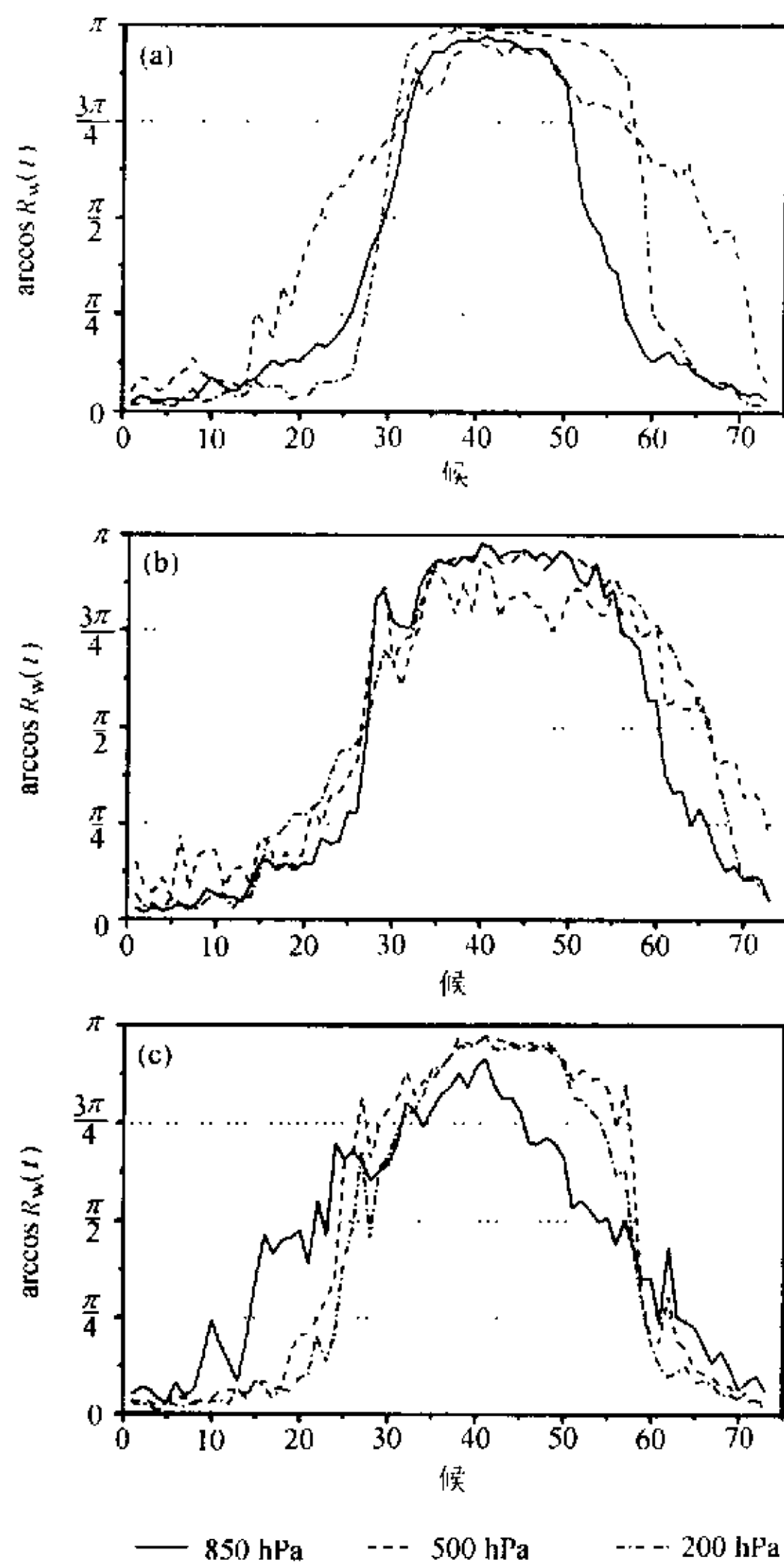


图 1 亚洲季风区各区域 850、500、200 hPa 风场投影角的季节演变

(a) 70~90°E, 10~20°N; (b) 110~130°E, 5~15°N; (c) 110~130°E, 30~40°N

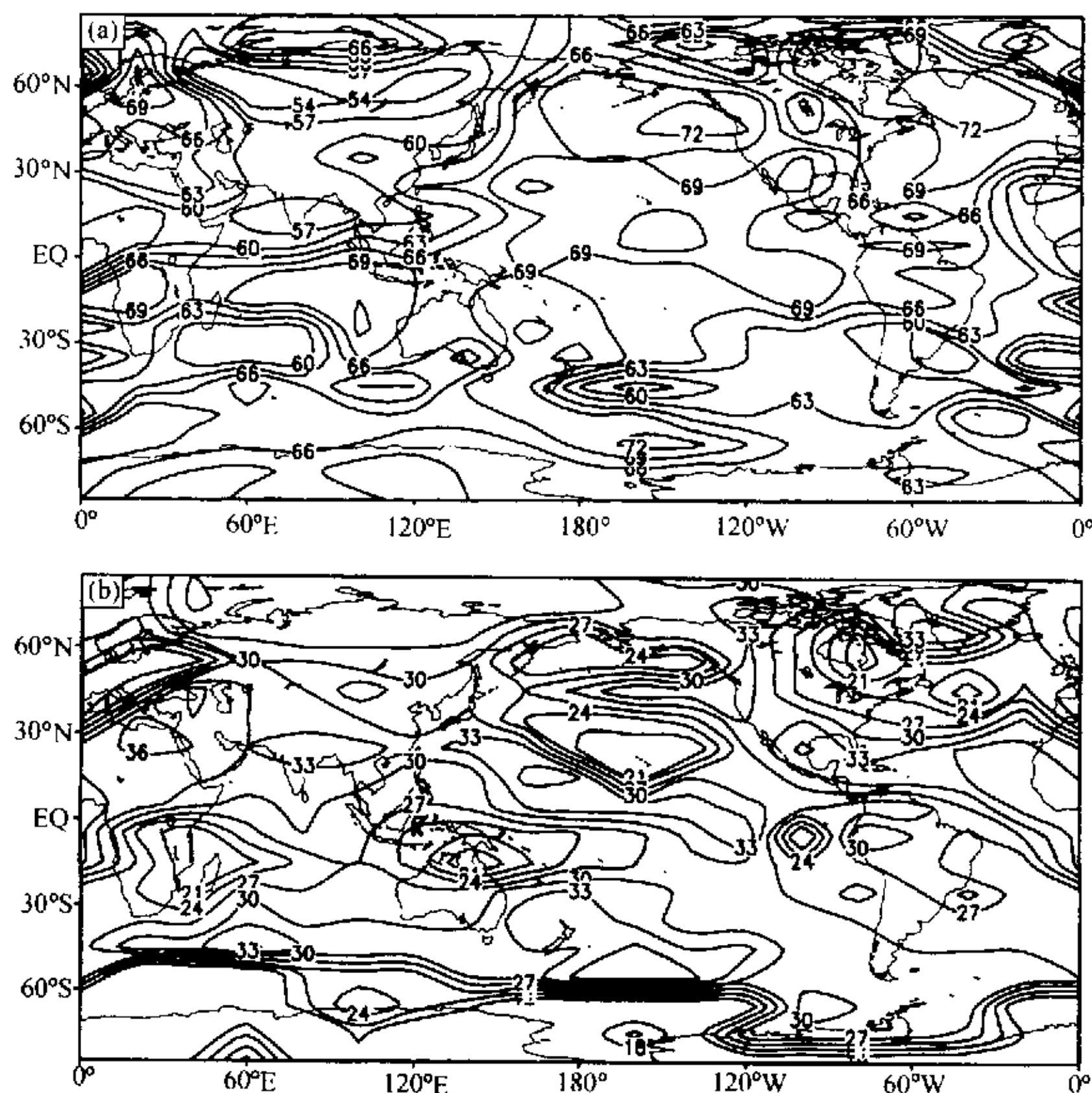


图2 850 hPa 季节开始时间分布
(a) 北半球冬季; (b) 北半球夏季。图中数字为候序

论是北半球还是南半球夏季都是副热带开始最早, 其次是热带地区。

4 冬季和夏季环流场的建立

上一节我们分析了冬、夏季风环流场的季节演变, 因为地理分布图上分布散乱, 不容易看清季节建立过程的全貌。本节我们以纬圈平均的高度剖面图分析冬季和夏季环流场的建立过程。图3为冬季和夏季环流场的开始时间, 可以清楚地看到冬季和夏季环流场的建立过程。在北半球(图3a), 冬季始于平流层中上层的热带到副热带(60候, 10月底), 逐渐向下传播, 而在南半球(图3b, 注意南北半球季节相反), 则始于平流层的副热带(24候, 4月底), 逐渐向下传播; 对流层低层的两极地区和热带、副热带个别地区开始也较早, 但范围较小。此外, 北半球平流层沿 60°N 处有次早值带。北半球冬季开始最晚的是对流层的副热带到高纬度(69~72候, 12月中下旬), 南半球冬季开始最晚的是对流层的中高纬度(30~36候, 6月份), 整个过程约持续2个月。

北半球夏季始于平流层的高纬到极圈(18~21候, 4月上中旬, 图3b), 逐渐

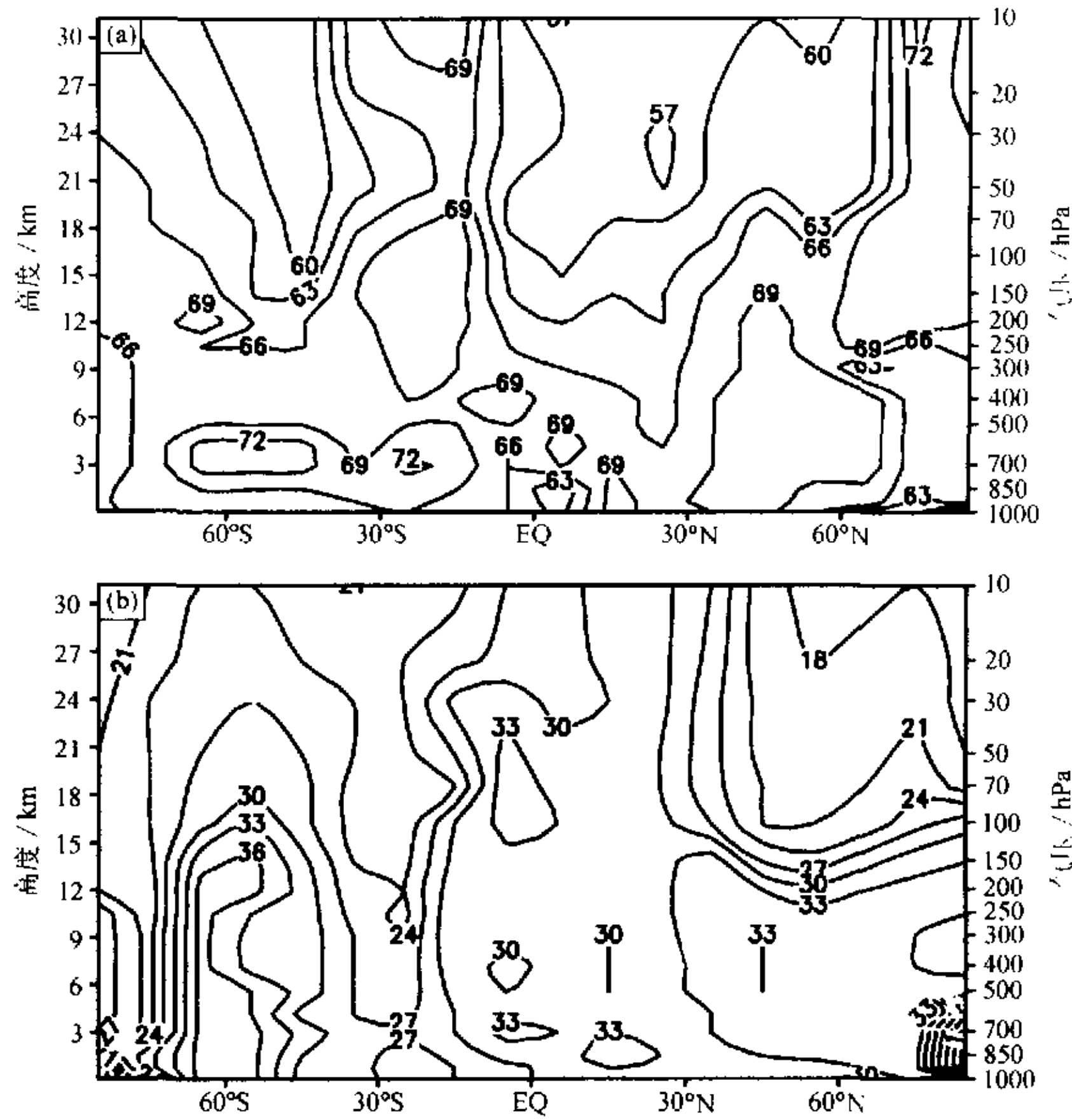


图3 冬季和夏季环流场开始时间的纬度-高度剖面
(a) 北半球冬季; (b) 北半球夏季。图中数字为候序

下传, 而南半球则始于平流层的高纬度(60候, 10月底, 图3a), 逐渐下传。同冬季类似, 对流层低层的两极和热带个别地区开始也较早, 对流层其它区域尤其是副热带到高纬度带开始最晚, 平流层的副热带开始也较晚。整个过程持续约2个月。

根据以上分析, 我们不难勾画出冬、夏季环流场的建立过程, 即季节变化最早始于平流层, 这有可能是太阳短波辐射直接加热那里的臭氧层, 环流系统对加热变化较为敏感, 之后是对流层低层的两极和热带个别地区, 并分别独立地向上、下发展, 最后导致整个环流场的建立。

十分有趣的是, 对比图3a和图3b, 我们发现, 一般冬季开始较早的纬圈, 和夏季开始较早的纬圈有一位移, 使得冬季开始早的反而夏季开始较晚, 反之亦然。例如, 北半球副热带的平流层冬季开始较早, 而夏季开始较晚, 南半球副热带, 夏季开始较早, 而冬季开始较晚, 其原因有待进一步研究。

5 季节突变

图4给出纬圈平均的从冬到夏和从夏到冬的突变指数即 A_{ws} 和 A_{sw} (以北半球季节

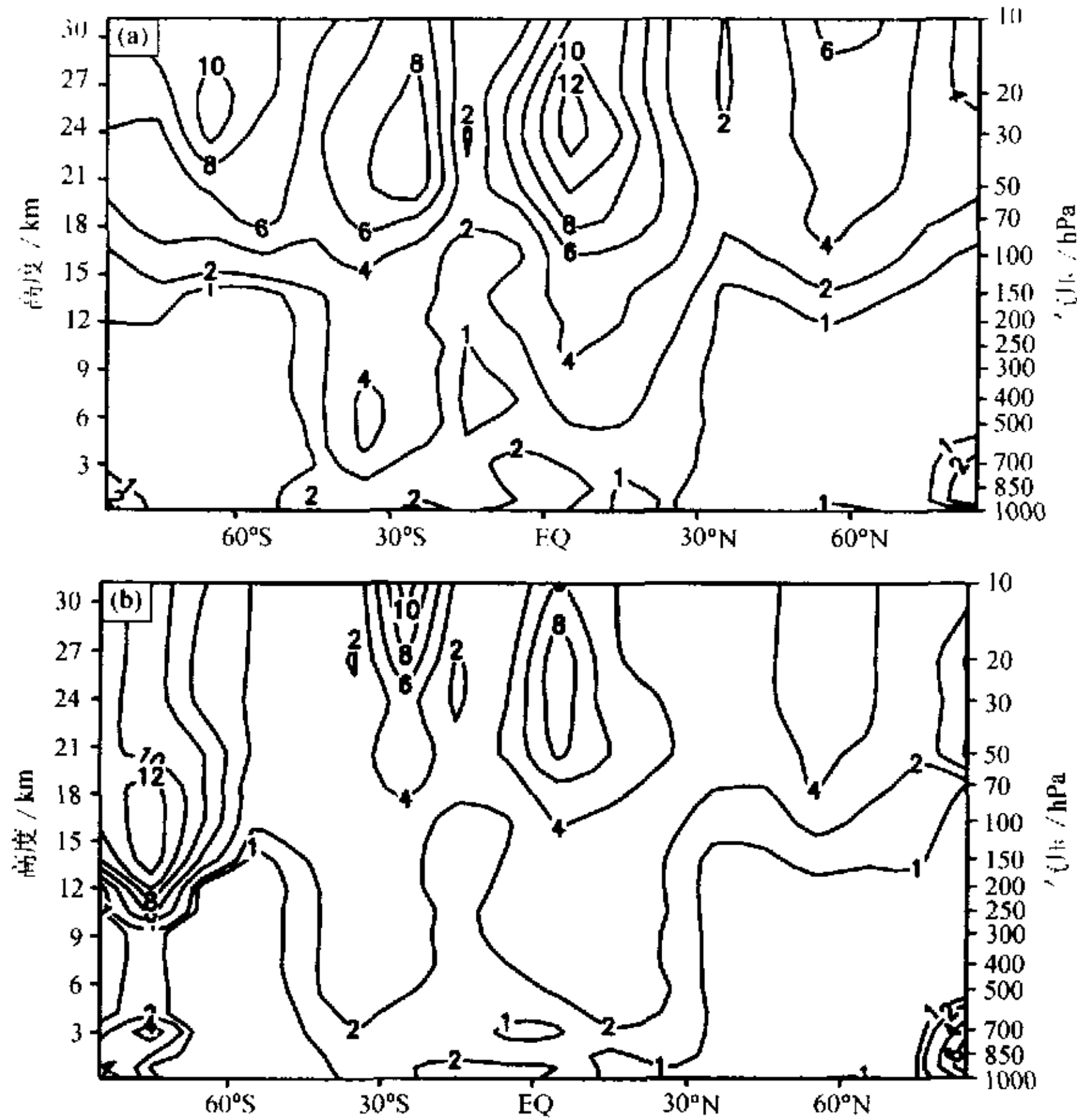


图4 季节突变指数的纬度-高度剖面
(a) 从冬到夏; (b) 从夏到冬

为准)。突变最强的是在平流层，这是因为平流层的冬、夏季均较长，而过渡季节则较短，过渡季节长度甚至小于冬季的 $1/8$ 。在两半球的热带到副热带以及高纬到极地分别有两个大值区，在北半球，热带大于高纬，而在南半球则相反，这些大值区正是全球大气环流季节突变最显著的区域。对流层低层主要位于副热带的中高层，强度较平流层明显偏弱，对流层低层的两极及热带也存在突变现象，但范围小，强度弱。突变最不明显的是两半球的中高纬度地区，那里四季几乎等长。此外，从冬到夏的突变明显强于从夏到冬的突变。但个别地区可有例外，例如东亚季风区。

6 小结与讨论

本文根据第 I 部分所提出的方法，给出了季节划分和季节突变的定义，并利用 NCAR / NCEP 1978~1997 年平均资料分析了亚洲冬、夏季季风环流场的季节演变以及大气环流场的建立过程和季节突变，主要得到如下一些结果：

(1) 根据 850 hPa 环流场开始时间并结合流场分析，发现亚洲冬季风环流始于欧亚

大陆高纬西风带, 而夏季风环流场则始于与太平洋副高相关联的副热带夏季风, 其次则是与马斯克林高压和澳洲冷高压等几个永久性或半永久性大气活动中心相关联的热带夏季风以及与阿留申低压减弱相关联的温-寒带季风。此外, 若从全球范围看, 季节变化则始于全球最冷的地区, 其次是热带季风区和副热带季风区, 之后通过越赤道气流的作用才引起以往人们所说的夏季风的爆发。

(2) 根据纬带平均的高度剖面图, 发现冬季环流场的建立始于平流层的热带到副热带, 夏季环流场的建立则始于平流层的中高纬度, 之后是对流层的两极和热带个别地区, 并各自向上、下发展(主要是向下发展), 最终导致整个环流场的建立。

(3) 季节突变最强的区域分别位于两半球平流层的热带到副热带以及高纬到极地, 其中从冬到夏的突变明显强于从夏到冬的突变, 而对流层的突变较平流层明显偏弱, 主要位于热带到副热带地区的中上层。

需强调指出的是, 以往研究大气环流季节变化的工作大都未涉及平流层, 而本文结果则清楚地表明, 平流层对大气环流季节变化至关重要, 不仅季节突变最强, 而且季节变化开始最早, 这对短期气候预测可能有重要的指示意义, 值得继续研究。

参 考 文 献

- 1 曾庆存、张邦林, 大气环流的季节变化和季风, 大气科学, 1998, 22, 805~813.
- 2 竺可桢, 东南季风与中国之雨量, 地理学报, 1934, 创刊号, 1~27.
- 3 涂长望、黄仕松, 中国夏季风之进退, 气象学报, 1944, 18, 81~92.
- 4 叶笃正、陶诗言、李麦村, 在六月和十月大气环流的突变现象, 气象学报, 1958, 29, 249~263.
- 5 Tao Shiyun and Chen Longxun, 1987: A review of recent research on the east Asian summer monsoon in China, *Monsoon Meteorology*, C.-P. Chang and T. N. Krishnamurti eds., Oxford University Press, 60~92.
- 6 曾庆存、张邦林, 论大气环流的季节划分和季节突变 I. 大气科学, 1992, 16, 641~648.
- 7 张邦林、曾庆存, 论大气环流的季节划分和季节突变 II. 大气科学, 1998, 22, 129~136.
- 8 张家诚, 季风, 北京: 气象出版社, 1984, 90pp.
- 9 Lau, K.-M. and S. Yang, Climatology and interannual variability of the southeast Asian summer monsoon, *Adv. Atmos. Sci.*, 1997, 14, 141~162.

On the Seasonal Division of Atmospheric General Circulation and Its Abrupt Change. Part III: Climatology

Xue Feng, Lin Yihua and Zeng Qingcun

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract The seasonal division of atmospheric general circulation and its abrupt change are defined in Part I, an example in an individual year is given in Part II. In this paper (Part III), the results based on NCEP/NCAR reanalysis data of 1978~1997 are in general agreement with those of Part II, but it is more distinct and representative. The main results are: (1) On the middle and lower level of the troposphere, the Asian winter monsoon circulation is initiated in the westerlies of high latitudes over Eurasia, the Asian summer monsoon circulation results from the establishment or intensification of several atmospheric centers of action such as the Pacific subtropical high (the subtropical monsoon), Mascarene high and Australian cold high (the tropical monsoon). (2) The seasonal establishment of at-

ospheric general circulation is initiated from the stratosphere, the polar regions and some tropical regions at the tropospheric low level start afterwards, then from the above regions and levels, they extend into middle latitudes and develop upwards and downwards respectively, finally, resulting in the seasonal establishment of the whole hemispheric system of atmospheric general circulation. (3) The strongest seasonal abruptness is located in the region between the tropics and subtropics and in the region between high latitudes and the polar region in the stratosphere of both hemispheres, respectively. Besides, the seasonal abruptness from winter to summer is stronger than that from summer to winter. On the other hand, the seasonal abruptness in the troposphere is much weaker than that in the stratosphere, with a maximum center in the subtropical areas from middle level to upper level.

Key words: atmospheric general circulation; season; monsoon