

100 毫巴低纬度环流季节变化的初步分析*

陈受鈞 謝义炳

(北京大学地球物理系)

提 要

低纬度 100 毫巴流场的季节变化东半球比西半球明显。在东半球低纬度冬季为绕极西风,而到夏季为强东风气流,并在亚非高空产生强大的副热带大陆高压。流场变化过程与东亚季节转换有一定程度的联系,作者建议这种现象可称为“大型季风”。沿 30°N 波数为 1 的振幅与位相的变化可作为大型季风转换的一个表征。

一、大型季风

季风区是指“从冬到夏或从夏到冬风向转到相反或接近相反的地区”^[1]。一般是指风向有明显季节变化的地面风。在风向转变的同时,其他气象要素:如温度、云量、降水等也有明显的变化,这方面已有很多研究。此外,在平流层中,有些地区冬季盛行西风,夏季盛行东风,因此也有“平流层季风”的名称^[2]。

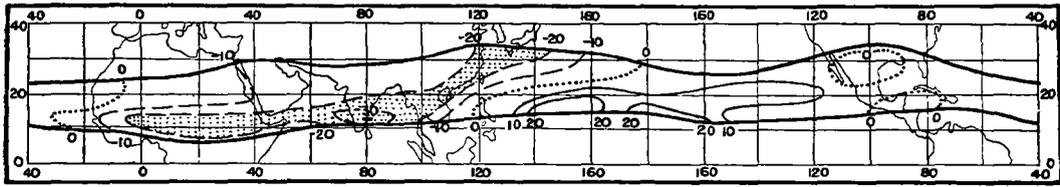
从高空图分析可发现,在对流层上层有一些地区也有盛行风向的季节转变。对流层上层的风系在某种程度上可看作基本气流,因此高空风系的这种转变必然产生不同的天气过程,它和地面的季风现象会有一定程度的联系。在讨论高空风的季节变化时,就不能只考虑风向改变,而冬夏风速差也应当是表征环流季节变化强度的一个重要标志,虽然对于地面季风来说,这一点可能并不很重要。风速季节变化的强度可称为“季风强度”。

可以把季风的观念推广到高空风。由于没有高空风向频率分布资料,因此只能用月平均风的变化粗略的估计对流层上层的季风区。如将冬季平均为偏西风,夏季平均为偏东风的地区作为季风区,则季风区就是冬季副热带高压脊线以北,夏季副热带高压脊线以南的地区。图 1a 上画出 100 毫巴上 1 月和 7 月副热带高压脊线²⁾(对低纬度而言,100 毫巴位于对流层顶附近)。可以看出,这一区域在整个北半球都存在,平均在 15° — 30°N 之间,宽达 15 纬距。亚非大陆上空最宽,达 20 纬距。200 毫巴上的情况与此相似。如果认为沿纬圈平均的 7 月和 1 月风速差部分消去了海陆分布的影响,即近似的表现了均一下垫面下,单纯由于太阳辐射的季节变化下产生的流场变化。则其对冬夏风速差沿纬圈平均值的偏差可表示出各地季风强度的不均一。偏差值示于图 1a,虽然从冬到夏整个纬圈上都有风向转变,但东西半球有明显的不对称。东半球为负偏差,最大达 -30 米·秒⁻¹ 以上(图中阴影区为 -20 米·秒⁻¹ 以上地区),而西半球绝大部分地区为正偏差,其值很小。东西半球风速变化不对称的现象可归结为东西半球海陆分布和地形的不对称。在

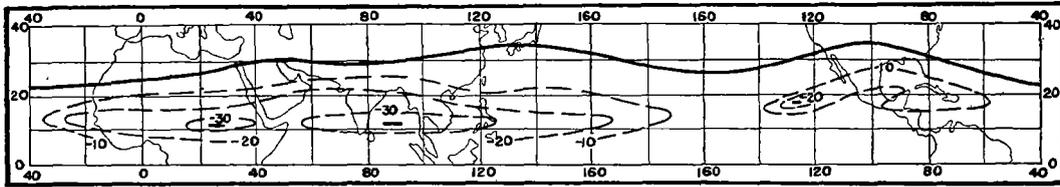
* 本文 1964 年 9 月 4 日收到。

1) 季风的定义在目前尚无一致意见,这里采用 Хромов 的定义。

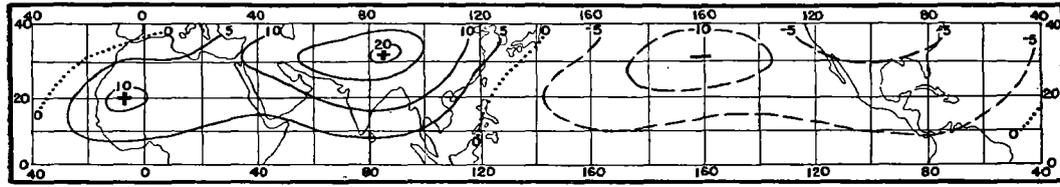
2) 图 1 资料为 1949—1953 年平均值,取自文献[3]。



a 粗实线为 100 毫巴 1 月和 7 月副热带高压脊线, 细实线与细虚线为 7 月减 1 月风速差对其纬圈平均值的偏差(单位: 米·秒⁻¹)



b 7 月 100 毫巴上纬向风速分布, 正值东风(单位: 米·秒⁻¹)



c 7 月 100 毫巴高度对其纬圈平均值的偏差 (单位: 位势十米)

图 1

10°—35°N 之间东半球的大陆占东半球面积 60—70% 左右, 而西半球则在 10% 以下。作为第一近似, 东半球可视为基本上是陆地, 西半球为海洋。这种大尺度海洋分布除了在东西方向上热力与动力作用不同外, 更重要的是在南北方向上的热力与动力作用(例如加热梯度)也是不同的, 这种作用可以产生基本气流的改变, 从而使东西半球季风的强度不同。

在 100 毫巴 1 月和 7 月平均东西向风速分布图上可看到, 1 月低纬度为绕极西风, 沿纬圈东西半球的西风强度比较均一。到 7 月(图 1b)在 10°W—160°E 之间出现强度在 30 米·秒⁻¹ 以上的东风急流, 这支急流在每日天气图上都存在^[4]。西半球东风弱, 没有急流, 事实上西半球只有个别情况下才出现东风急流^[5]。因此, 主要是由于 7 月东风强度在东西半球相差悬殊, 才表现出东西半球对流层上层季风强度不同。东半球低纬的强东风急流与亚非高空 30°N 附近的副热带大陆高压(以下简称大陆副高)相联系^[6]。北美高空虽然也有大陆副高, 但强度弱得多, 这从图 1c 即可看出。图 1c 为 7 月 100 毫巴高度对其纬圈平均高度值的偏差。在东半球, 40°N 以南基本上为正偏差区, 东西向长达 160 经度以上, 中心在 90°E、30°N 处, 达 200 位势米, 而西半球为负偏差。这表明亚非大陆副高是夏季最强而稳定的系统, 它的建立与消失产生了东西半球低纬风系季节变化的明显不对称。

综合上面的分析可得出, 东半球低纬度对流层上层风系的季节变化强而明显。过去的研究表明, 东半球在其他方面所表现出的一系列季节转变特征, 如非洲大陆干热风爆

发^[7]，印度季风与东亚梅雨开始¹⁾都和亚非高空 20°N 附近出现东风相联系。Хромов 的季风区域图^[1]表明，季风最显著的地区（季风指数²⁾在 40% 以上）呈东西向带状分布在 30°N 以南， 20°W — 160°E 之间，和图 1a 的阴影区颇为一致。因此东半球低纬冬季为强西风，夏季为强东风，并且亚非高空有强大的大陆副高现象是东南亚和北非地面季风在对流层上层的表现。虽然各地区地面季风的特征不完全相同，但在对流层上层却基本上属于同一个大型天气系统，其水平尺度达 15000 千米以上，可称为“大型季风”（Gross Monsoon）。

亚非高空大陆副高的建立与消失可以从波数 (k) 为 1 的波动逐月变化上表现出来。

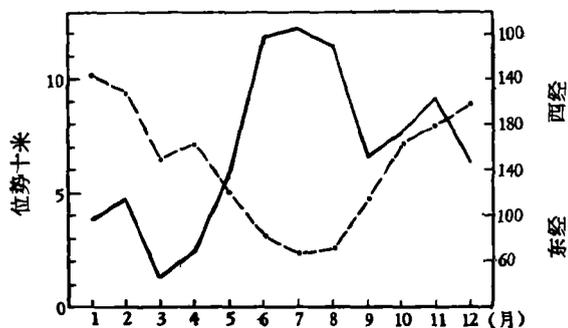


图 2 100 毫巴上沿 30°N $k=1$ 的振幅(实线)与位相(虚线)逐月的变化

图 2 为 100 毫巴多年平均图上沿 30°N $k=1$ 的振幅与位相逐月变化。波的振幅在 3—4 月最小，仅 20 位势米左右。这时西风环流对极地最为对称。到 6 月振幅增至 119 位势米。6, 7, 8 三个月振幅变化不大，都在 120 位势米左右。9 月振幅又显著减小。波的位相也有明显的变化。1, 2 月波脊在 140°W ，3, 4 月在 160°E ，而 6, 7, 8 三月波脊在 70°E 。从冬到夏波动西移了 150 经度 ($1/3$ 波长以上)。因此 $k=1$ 的变化可以作为大型

季风转换的一个表征。

二、亚非大陆副高的建立——大型夏季风的发展

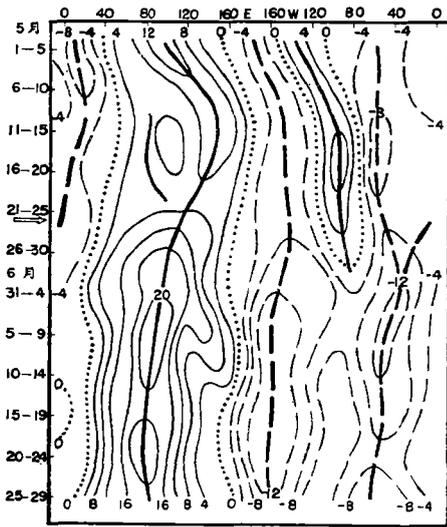
亚非大陆副高一般从 4 月末已开始发展，到 6 月底完全建立，历时二个月之久^[6]。如果仔细分析逐日 100 毫巴图可看出，大陆副高在逐渐建立过程中有一个明显加强阶段。图 3a 为 1962 年 5—6 月沿 30°N 100 毫巴上 5 天平均高度对其纬圈平均值的偏差。5 月初在 40°E — 160°E 已有高压脊，但强度很弱，而从 5 月 21 日—25 日以后，这个高压显著增强，五天内中心增加了 80 位势米以上，东西两侧高度梯度增大，脊的位置已趋于稳定。值得指出的是在 160°W 处的低压槽在 5 月初仅占 20 经度，而 5 月 21—25 日以后迅速加深，范围扩大到 70 个经度左右。这个槽称为太平洋中部槽，曾被指出对西太平洋台风发生有一定作用^[9]。

1963 年的情况与 1962 年相似(图 3b)。亚非高空大陆副高增强在 5 月 6—10 日以后，比 1962 年提早约十五天左右。

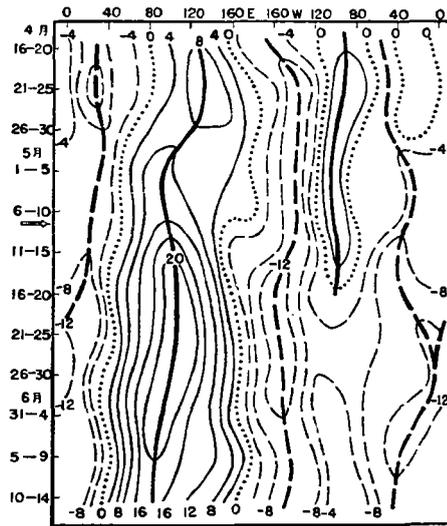
大陆副高建立的同时，在东半球低纬度出现一支东风急流。转变前低纬为宽广的东风带，当大陆副高加强并成为椭圆状的夏季型时，东风急流开始明显。图 4 为亚非低纬度大致在 5° — 15°N 之间四个站(西贡, 11°N 170°E 。特里凡得琅, 10°N 77°E 。亚丁, 13°N 45°E 。朗各斯, 6°N 3°E) 100 毫巴上 5 天平均风速的变化。5 月初这四个站都已盛行强度

1) 见陶诗言, 中国的梅雨, 中央气象局论文集, 1958。

2) 季风指数是冬季和夏季盛行风之间的夹角在 120° — 180° 之间出现的频率。



a



b

图 3a 1962 年 5—6 月 100 毫巴沿 30°N 5 天平均高度对其纬圈平均值的偏差。
3b 1963 年 4—6 月 100 毫巴沿 30°N 5 天平均高度对其纬圈平均值的偏差
(单位：十位米)

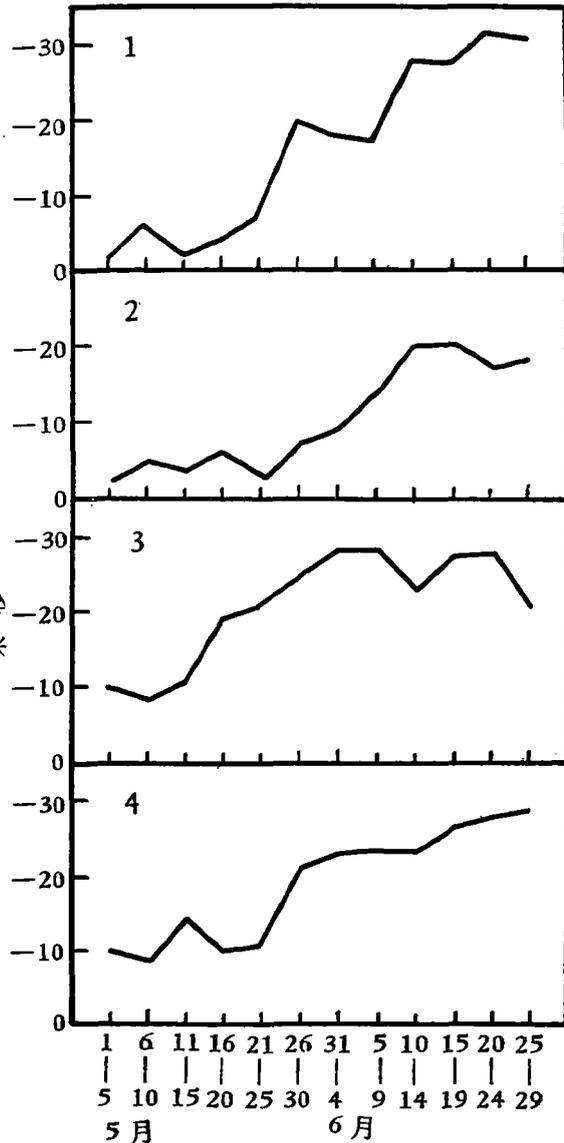


图 4 1962 年 5—6 月四站 100 毫巴上 5 天平均纬向风速
(正值为西风, 负值为东风, 单位: 米·秒⁻¹,
1 亚丁, 2 期各斯, 3 特里凡得琅, 4 西贡)

不大的东风。5 月末以后, 这四个站的风速都显著增大。5 月 20 日和 6 月 5 日沿 100°E 剖面可以代表大陆副高建立前后的基本气流情况(图 5)。5 月 20 日副高脊线在 20°N, 低纬为宽广的东风带, 风速在 20 米·秒⁻¹附近。而 6 月 5 日副高脊线北移了 5 个纬距, 但主要的是在 15°N 出现了东风急流, 其南北两侧有很强的水平风速切变, 达 5 米·秒⁻¹千米⁻¹, 中心风速 40 米·秒⁻¹。这支急流的建立对东南亚天气有一定的影响^[4]。

北半球环流在每年 6 月有一次突然的转变^[10]。东半球比西半球明显。从上面的分析

看来,这种变化是对流层上层亚非大陆副高和东风急流建立的过程,也就是大型夏季风发展的过程。

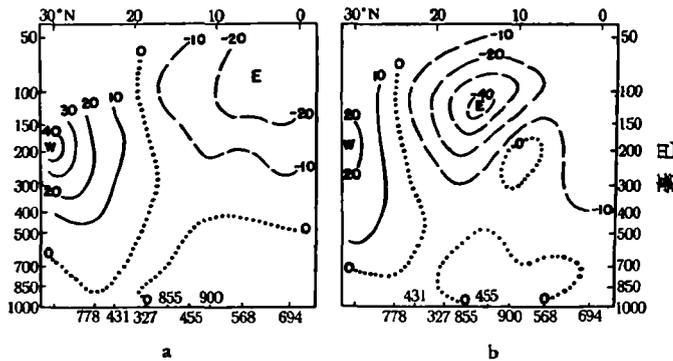


图5 沿100°E实测风剖面图 (正值为西风, 负值为东风, 单位: 米·秒⁻¹。(a) 1962年5月20日, (b) 1962年6月5日)。

亚非大陆副高的建立可以从 $k = 1$ 的振幅和位相的变化客观的定出来。图 6a 为 1962 年 100 毫巴上沿 30°N 5 天平均 $k = 1$ 振幅与位相的变化。5 月 21—25 日以前波的振幅在 50 位势米左右摆动, 而在以后的十天中, 到 5 月 31 日—6 月 4 日振幅增大到 130 位势米。波脊西移至 70°E。该年我国长江流域梅雨在 6 月 16 日开始^[11], 日本广岛梅雨开始在 6

月 8 日^[12], 印度西南季风爆发在 6 月第二周^[13], 都发生在振幅达到夏季平均值、波脊西移之后, 也就是大陆副高建立并稳定之后。

1963 年 $k = 1$ 的振幅与位相变化示于图 6b。在 5 月 6—10 日以前波的振幅在 40 位势米左右摆动, 以后振幅增大到 130 位势米 (5 月 21—25 日), 波脊由 180°E 西移至 90°E。该年夏季风来临日期较正常, 我国长江流域梅雨期在 5 月下旬开始, 印度西南季风爆发在 5 月最后一周^[13], 也发生在波的振幅增大到夏季平均值、波脊西移之后。

从上面的分析可得出, 亚洲各地区初夏来临时, 100 毫巴上沿 30°N 5 天平均 $k = 1$ 的振幅迅速增加到夏季平均值, 波脊西移至 70—90°E (相当于我国青藏高原的经度范围)。振幅增长的时间约为 10—15 天左右, 这种现象可能对中长期预报有一些参考价值。

三、亚非大陆副高的消失——大型夏季风的撤退

亚非大陆副高从 8 月底开始减弱, 一直到 10 月底完全消失。消失过程中受高压北部西风环流的影响很大。当西风带中有一次强长波槽发展时, 大陆副高即有一次减弱。图 7 为 1962 年的情况。从图可以看出, 一

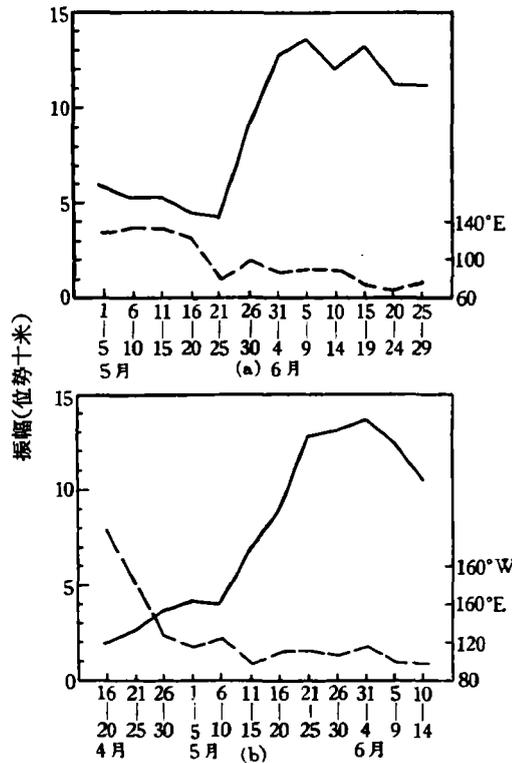


图 6a 1962 年 5—6 月 100 毫巴沿 30°N 5 天平均 $k = 1$ 的振幅(实线)与位相(虚线)。6b 1963 年 4—6 月 100 毫巴沿 30°N 5 天平均 $k = 1$ 的振幅(实线)与位相(虚线)。

直到 10 月中旬亚非大陆副高仍旧存在，但强度比 8 月底弱得多，位置偏东。9 月中旬大陆副高有一次南退减弱过程，高度下降了 80 位势米，高压东西两侧南北风分量也大大减弱，北美地区等压面高度相对增高。9 月下旬以后对纬圈平均偏差的分布形式和图 3 中 5 月下旬以前的形式很一致，因此，9 月中下旬副热带环流有一次明显的变化。

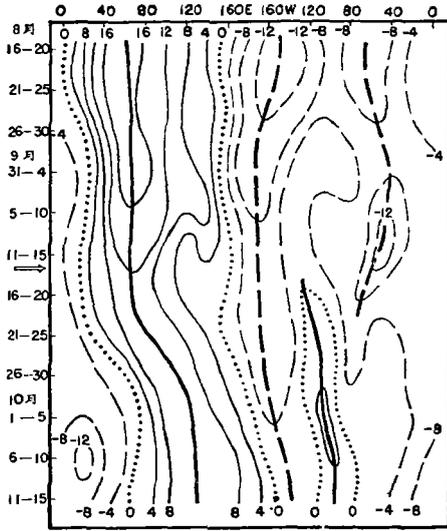


图 7 1962 年 8—10 月 100 毫巴沿 30°N 5 天平均高度对其纬圈平均值的偏差。
(单位：位势十米)

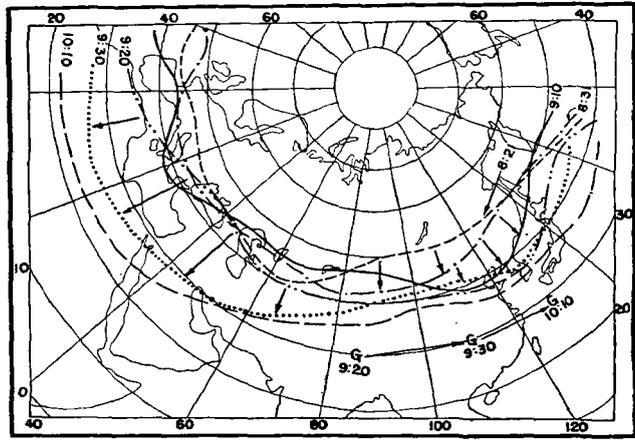


图 8 1962 年 8—10 月 100 毫巴 16560 位势米等高线每隔 10 天的位置。G 为大陆副高中心。

从 8 月下旬开始，亚非大陆副高北面的西风急流中有一系列长波系统发展，伴随着冷空气南侵，最先从东亚海岸开始。图 8 为 100 毫巴上每隔 10 天 16560 位势米等高线的变化。从 8 月 27 日开始，东亚沿岸有一次长波槽的发展，使该处本来为脊控制的地区转变成槽区，东亚地区西风急流加强。地面由热低压转变成薄冷高压，高空大陆副高的位置变化不大，仅中心减弱，这样在我国出现了秋高气爽天气，过去已有过讨论^[4]。9 月下旬欧洲有连续两次长波槽发展（一次在 9 月 24 日，另一次在 9 月 28 日），使西风带迅速向南推进。9 月 20—30 日 10 天内，16560 位势米等高线南移了 12 纬距。非洲高空反气旋环流迅速减弱，原在我国青藏高原上空的大陆副高中心向东移动入海，逐渐变为海洋副热带高压。至此，东半球低纬东风已经减弱。

$k = 1$ 的振幅和位相变化示于图 9。振幅在 9 月上旬和下旬有两次明显减弱，与东亚和欧洲长波槽发展的日期相当。经过这两次减弱后波的振幅从夏季平均值 120 位势米左右减至 60 位势米。波动位相在 9 月下旬也由 70°E 东移了 70 经度到 140°E。由

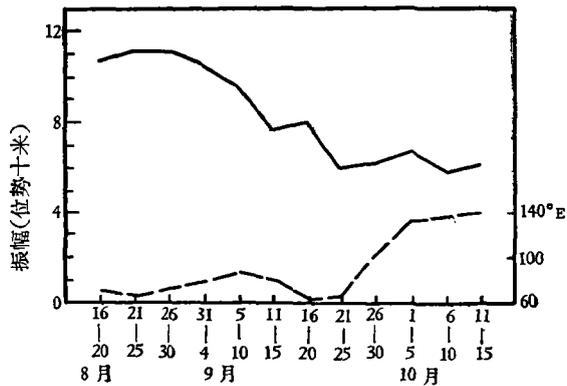


图 9 1962 年 8—10 月 100 毫巴 30°N 5 天平均 $k = 1$ 的振幅(实线)与位相(虚线)。

此看来亚非大陆副高减退过程在 $k = 1$ 的变化上也明显的反映出来。

四、討 論

季风是在地表面不均一的热力和动力性质作用下表现出来的一种流场的季节变化,是三维空间的现象。冬夏季风的变换则是太阳辐射的季节变化,在不均一的地表面上引起热力和动力作用的变化而产生的流场变化。不同尺度的海陆分布,可以产生不同尺度的流场及其季节变化,实际海陆分布很复杂,因此环流的季节变化也呈现错综复杂的现象。

过去人们讨论某一地区季风时,一般注意的是尺度较小的海陆分布现象,如对东南亚季风,也就是南海,中印半岛,孟加拉湾,印度半岛和阿拉伯海引起的流场季节变化,水平尺度约为 10^3 千米。但是在北半球地图上,可以看到一个明显的事实,在中低纬度东半球大部分是陆地,海洋较少。西半球大部分是海洋,只有小块陆地。这种东西半球海陆分布的差异是最大尺度的海陆分布不对称现象,由此引导出的流场及其变化的尺度也比以前研究的季风尺度为大,表现为基本气流和波数为 1 的超长波特征及其变化。本文提出“大型季风”来说明这一现象,以便与一般季风相区别。

在对流层上层,尤其在对流层顶附近大型季风及其进退表现得最为明显。它和夏季 100 毫巴上亚非大陆副高的建立与消失相联系。

各地区的季风与大型季风之间相互联系与制约的关系是今后需要进一步研究的工作。

致谢: 本文是肖文俊、叶慧蓉两位同志协助完成的。

参 考 文 献

- [1] Хромов, С. П., Изв. Всес. Геогр. Общ. Т. 82 (1950).
- [2] Goody, R. M., *The Physics of the Stratosphere*, (1954) Cambridge.
- [3] Scherhag, R., *Meteorologische Abhandlungen* 23 (1962) Freien Universität, Berlin.
- [4] Koteswaram, P., *Tellus*, 10 (1958), 43—57.
- [5] Alaka, M. A., *Tellus*, 10 (1958), 24—42.
- [6] Mason, R. B., Anderson, C. E., *Mon. Wea. Rev.* 91 (1963) 3—12.
- [7] 倉嶋厚, 天文と气象, 28 (1962), 3—5.
- [8] Sutcliffe, R. C., Bannon, J. K., *Sci. Pro. International Association of Meteorol. Rome.* (1954), 322—334.
- [9] Ramage, C. S., *Jour. of Meteorol.*, 16 (1959) 227—237.
- [10] 叶笃正, 陶诗言, 李麦村, 气象学报, 29 (1958) 249—263.
- [11] 邹浩等, 气象学报, 34 (1964), 174—184.
- [12] 今田克, 天气, 10 (1963), 196—198.
- [13] *Indian Jour. of Meteorol. and Geophys.* 14 (1963) 92—96.
- [14] 陈受钧, 北京大学学报(自然科学) 4 (1960) 85—91.

A PRELIMINARY STUDY ON THE SEASONAL VARIATION OF LOW-LATITUDE CIRCULATIONS ON 100MB LEVEL

CHEN SHOU-JUN AND HSIEH YI-PING

(Department of Geophysics, Peking University)

ABSTRACT

The seasonal variation of the circulation on 100 mb level in low latitudes is much more pronounced in the eastern than in the western hemisphere. In winter, the circum-polar westerlies prevail in the eastern hemisphere in low latitudes, while in summer there shows strong easterlies and a quasi-stationary sub-tropical high in the upper troposphere over the Asia-African continent. The variation of circulation is related to the transitions of season over eastern Asia. This phenomenon may be called "Gross Monsoon". The wave with wave number 1 along 30°N may be considered as an index of the "Gross Monsoon".