

5—10月全球热带和副热带 200 hPa 多年平均环流的研究(二)

——行星风系

丁一汇 赵深铭 傅秀琴

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

北半球夏半年逐月 200 hPa 主要风系的分析表明:

- (1) 北半球夏季副热带急流的两个中心分别位于亚洲和北美上空, 纬度在 45°N 附近, 另外在中东太平洋和中东大西洋热带地区存在高空西风, 盛夏前者成为明显的独立风系。
- (2) 北半球夏季高空东风急流具有三个中心, 分别位于也门、印度半岛南部和马来西亚上空, 前两个中心的变化明显地与南亚季风活动有关, 最后一个中心则稳定少变。
- (3) 南半球冬季最强的西风带位于大洋洲上空, 最大值在大洋洲东岸。
- (4) 200 hPa 全球有四个跨赤道的质量交换区, 其中沿 100°E 和印度洋的质量交换最强, 它们与亚洲季风活动密切相关。

一、前 言

在本文的第一部分讨论了北半球夏半年全球热带和副热带地区 200 hPa 行星尺度环流系统。第二部分主要讨论行星风系, 这包括北半球的高空西风急流、热带东风急流和南半球冬季的高空西风急流等。过去不少人研究过南北半球的行星风系^[1-2]。最近 Oort^[3]等人和 Sadler^[4]以及 Van de Boogard^[5]也用不同长度的多年平均资料研究了全球风系的特征。但所有上述研究包含有两个缺陷:(1)所用的资料年份太短(有的只有 4—5 年), 因而对平均条件的代表性较差;(2)除了 Sadler 的工作外, 都是根据无线电探空站的记录, 因而资料分布极不均匀, 大多数台站集中在陆地上, 海洋上的资料很少, 这就使得许多海洋地区的分析很不可靠。我们的 200 hPa 分析是根据最近 13 年(1968—1980 年)的 NMC (美国国家气象中心) 资料作出的, 因而有较长的年份。其次是 NMC 的热带风分析资料包括有卫星测风(追踪云运动得到)和高空飞机资料(在 300—200 hPa), 这大大增加了热带海洋地区分析的可靠性, 因而这一分析结果或许更能代表 200 hPa 风场的实际情况。

1984 年 6 月 7 日收到, 1986 年 5 月 29 日收到修改稿。

二、主要风系的特征和演变

以下用 200 hPa 平均纬向风来说明主要行星尺度风系的特征和演变。

1. 北半球高空副热带急流

北半球冬半年最强的副热带急流(风速一般 ≥ 25 米/秒)在日本南部通过。这支急流在这里的加速与青藏高原的地形作用有关^[6]。在 5 月的 200 hPa u 分量平均图上(图 1)仍可看到这里有北半球最强的纬向西风(39 米/秒)。强风速从青藏高原以东沿 35°N 一直向下游加速到日本南部,这是高空急流的入口区。由这里再开始向下游减速,一直到北美西岸,因出口区主要在西太平洋和中太平洋。另一支急流带在北美和墨西哥上空,纬向风最大值达 30 米/秒。注意这支强的急流带最西起源于中太平洋。在东太平洋夏威夷地区可观测到很强的风速,然后向东北通过墨西哥和美国南部一直伸展到北大西洋中部。因而与亚洲的强急流相比,这支急流的纬度更低,并且更为经向一些。第三支副热带急流从东大西洋开始加速,经过北非、埃及和中东到达伊朗和青藏高原西部。在北非有最大风速(25°N, 30 米/秒),在埃及和中东上空有第二个极大值(30°N, 29 米/秒)。这三个强急流带实际上与大尺度高空槽有关^[7]。6 月份上述三个急流带发生了显著的变化。日本南部上空的极大值向下游移动近 15 经度,并到达 40°N, 风速减速到 34 米/秒。

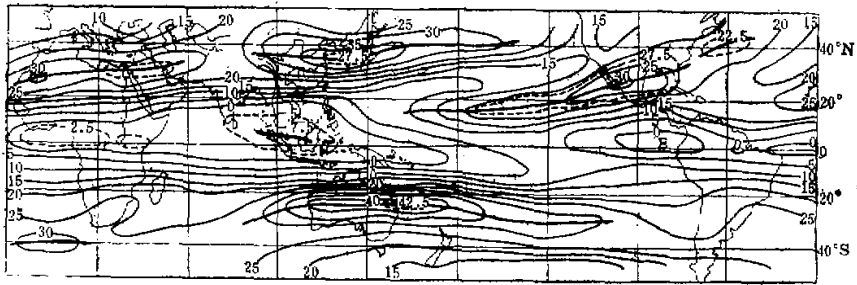


图 1 5 月 200 hPa 多年平均(1968—1980 年)纬向风分布

实线代表西风分量,虚线代表东风分量,粗实线为东西风零线,箭头粗实线表示急流轴。单位:米/秒

我们计算了各月的总动能 $K = \frac{1}{2}(u^2 + v^2)$ 及其月际变化,并把较大的月际动能

变化区描绘在图 2—图 6 中。由图 2 中日本南部地区的动能减小可以知道急流的减弱。北美副热带急流原在墨西哥和美国南部上空的最大风速中心已消失(见图 2 中的动能变化)。主要风速中心在北美大陆东岸 45°N 以北。值得注意的是在中东太平洋热带地区有一强风速带(16 米/秒),这就是夏半年位于 TUTT(大洋中部槽)和近赤道高压之间的副热带西风带(常称副热带急流)。它对太平洋地区台风和热带扰动的活动(无论是东太平洋和西太平洋)有明显的影响。北非的急流中心也消失(负的动能变化),中东的急流中心向下游移到中亚地区(正的动能变化)。另外在中国的西北地区出现一个 30 米/秒的急流

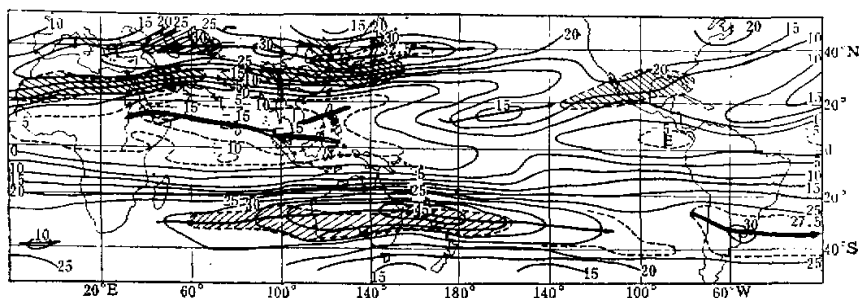


图2 6月份200 hPa 多年平均纬向风分布

图中阴影区代表动能的月际变化(5—6月), 右斜阴影区代表动能减少量 $20 \text{ 米}^2/\text{秒}^2$ 以上区域, 左斜阴影区代表动能增加量 $20 \text{ 米}^2/\text{秒}^2$ 以上地区, 下同, 图例同图1

中心。注意在南亚的东西风零线, 向北移动了 10° 纬度。上述高压南侧西风风速的迅速减小和高原以北风速的普遍增大, 反映了从冬到夏过渡时期副热带急流北跳的结果。从上面的分析可以看到高空风系的这种季节变化是半球性的, 不只限于亚洲地区。

7月份在 45°N 以南地区(本分析北界是 45°N) 主要的副热带西风带只出现在两个地区: 较强的一支在欧亚地区 ($40^\circ\text{--}45^\circ\text{N}$ 之间), 最大风速约 30 米/秒 , 分别位于中亚和中国西北地区。这时南亚东西风零线北移到 30°N 。日本以东的急流中心完全消失或移到下游更高的纬度。另一支较强风速区位于北美大陆 45°N 以北地区。在中东热带太平洋的副热带西风加强 (17.4 米/秒), 这可能与热带扰动和强对流区北侧高空向东的流出气流增强有关。当这种流出气流汇合入这支副热带西风气流中时, 可能会增加西风气流的强度。8月欧亚上空急流区的两个急流中心合并(图4), 中心位于 85°E 、 45°N 附近 (32 米/秒)。东西风零线沿 30°N 呈纬向通过亚洲南部, 这是副热带西风带和急流最北的位置。北美的高空急流仍在东岸, 估计最大风速在 45°N 以北。中东热带太平洋的副热带西风仍很强 (17 米/秒), 位置最北, 在 $20^\circ\text{--}25^\circ\text{N}$ (见图4中正的动能变化)。

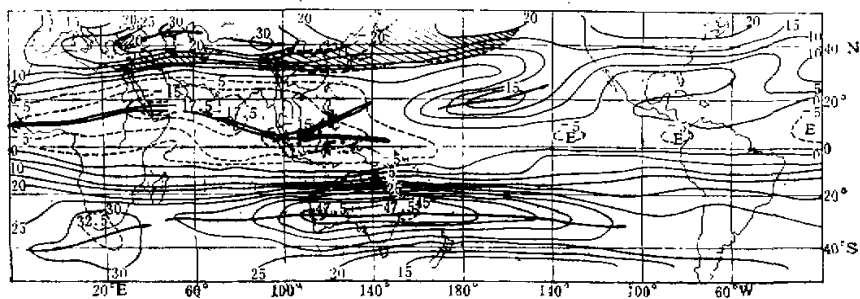


图3 7月200 hPa 多年平均纬向风分布

动能变化是6—7月, 图例同图1

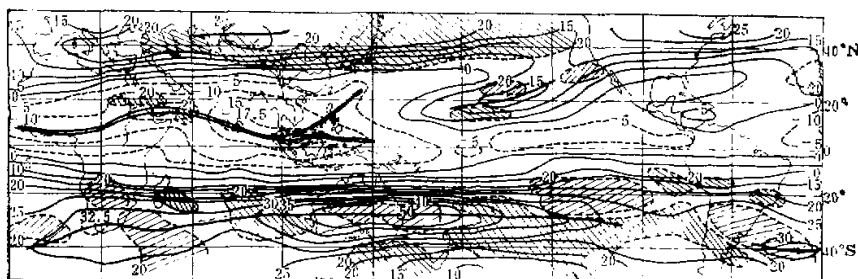


图4 8月200 hPa 多年平均纬向风分布

动能变化是7—8月, 图例同图1。

9月是过渡季节, 大气环流开始从夏到冬季过渡, 因而冬季的环流和风系开始增强。由图5可见日本上空的高空急流又开初建立(见动能正的变化), 但位置偏北, 强度较弱。最强的急流带位于中国的西北和华北上空, 这个最大风速中心似乎是8月中心东移的结果, 风速达到38米/秒, 位于40°N附近。东西风零线由盛夏的30°N南移到25°N, 于是青藏高原南侧开始出现弱西风。北美东岸的高空西风也加强、南移。中东热带太平洋的副热带西风最大值南移, 并迅速减小(16米/秒)。

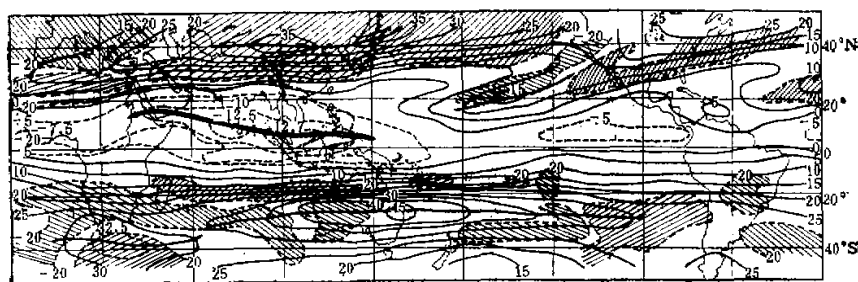


图5 9月200 hPa 多年平均纬向风分布

动能变化是8—9月, 图例同图1。

10月最显著的变化是日本地区西风急流迅速增强(见图6中正的动能变化), 急流中心在40°N日本以东海上, 风速值达到46米/秒。可以看到, 这个急流带像5月份一样从高原以东开始向东加速, 在150°E以东又开始减速, 这与冬季的形势十分相似。南亚的东西风零线南移到7—8°N, 在高原以南建立了较强的西风。北美东岸的急流中心不如日本上空变化明显。但在美国南部和墨西哥北部以及加利福尼亚以西海区高空西风明显加强(见动能正的变化区)。中东热带太平洋的副热带西风进一步减弱(负的动能变化)。因而从这支高空西风的演变看, 在北半球夏半年, 7月和8月达到最强, 并且成为热带独立的高空风系。在过渡季节, 这支西风减弱。冬半年它成为整个北美高空西风急流的一部分。

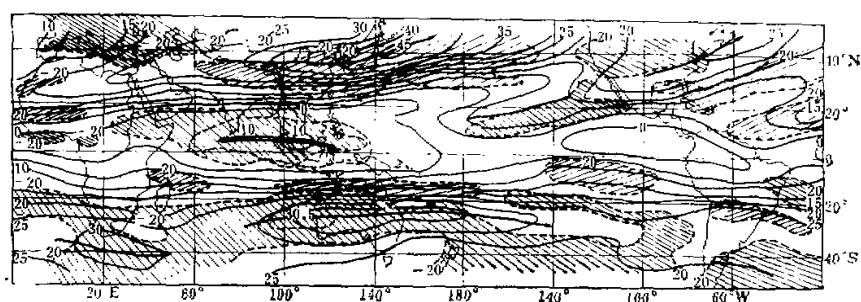


图 6 10 月 200 hPa 多年平均纬向风分布

动能变化是 9—10 月, 图例同图 1

2. 高空东风急流

不少人对南亚地区的高空东风急流进行过研究^[1], 它的变动与南亚的季风活动和降水有密切关系, 最近田中研究了高空东风急流的年际变化^[2]。高空东风急流在 150 hPa 最强。根据本文的 200 hPa 风场图也可以分析高空东风急流的特征和演变。5 月(图 1) 200 hPa 最强的东风(9 米/秒)位于中印半岛南端新加坡和马来西亚上空, 印度上空的风速较弱。注意整个东风带沿着赤道从西非向东经过印度洋一直伸展到西太平洋 175°E 处。另外在东太平洋赤道上空有小范围的弱东风带。因而从整个全球热带地区看, 5 月东风带在中东太平洋上是断裂的, 在南美北部上空也是断裂的。6 月份, 随着大气环流向夏季过渡以及南亚季风的爆发和向北推进, 这个地区的高空东风迅速加强。新加坡—马来西亚的中心最大风速达 15 米/秒。在印度半岛南端出现了最强的东风中心。另外在沙特阿拉伯—也门一带也出现一个最大风速中心(14 米/秒)。东风带明显向北扩展, 并且东端在西太平洋上除了原来低纬的一支东风外, 在 20°—25°N 也出现一支东风带, 两者似乎在中印半岛汇合。较高纬度的这支东风与大洋中部槽有关。

7 月南亚的东风急流明显加强。印度南端(10°N)的急流中心达 18 米/秒。在也门一带东风风速最强, 达 19 米/秒, 并且位置也最北, 达 15°N。新加坡—马来西亚的东风风速也达 17 米/秒。这个地区的东风带向南已扩展到 10°S 左右。另一个明显的变化是太平洋低纬的东风带与中美洲的东风带已连接在一起, 结果高空东风连续地围绕着全球近赤道地区。在墨西哥湾也出现一支副热带东风气流, 它和大西洋上的 TUTT 有关。

8 月是东风急流最强的月份。印度南端的风速达到 19 米/秒。其余两个中心也为 18—19 米/秒, 位置与 7 月份相同。Sadler 图中东风最大值为 20—24 米/秒, 比这里的大一些。9 月南亚高空东风急流明显减弱, 印度南端的最大风速为 15 米/秒。也门地区的大值风速区消失。新加坡—马来西亚上空的东风最大值为 15 米/秒。另一个变化是墨西哥湾上空的东风带消失。10 月南亚东风急流显著减弱(见图 6 中大范围负动能变化区)。最明显的变化是印度南端的东风急流中心减弱或趋于消失, 只留下新加坡—马来西亚的东风中心。因而东风急流的减弱过程似乎是从西(下游)向东(上游)进行的。也门和印度南部的急流中心与印度夏季风活动密切相关, 它们是出现在季风爆发之后, 并随季风增强

而增强。当季风开始撤退时,它们也开始减弱和消失。反之,新加坡—马来西亚的东风中心位置少变,只有强度变化。在西半球,10月份在东太平洋和南美北部只留下一小范围的东风带,在中太平洋和中大西洋的赤道地区又出现西风。

3. 南半球冬季高空西风急流

5—10月是南半球的冬半年。从5月份的纬向风分布图可见(图1),高空急流位于澳大利亚上空,最强的风速在澳大利亚东海岸,达到43米/秒。这支急流带从澳大利亚以西的印度洋上空沿 25°S 一直延伸到东南太平洋。6月急流加强,中心最大风速达到48米/秒,位于澳大利亚东海岸。这条急流带的范围向西扩展到非洲东南海面。在南美可观测到另一个急流带,但纬度较高,在 35°S ,最大风速为30米/秒。7月澳大利亚上空的高空急流南移到 30°S ,强度变化不大。在非洲南部又出现一个风速中心。8月在澳大利亚东部海面上空最大风速达到50米/秒。这是冬半年最强的平均高空西风风速值。它与用地转风计算的值是一致的^[2]。Sadler也观测到50米/秒的值,但是出现在7月。

9月澳大利亚上空的高空急流减弱(见图5负的动能变化区),最大风速为45米/秒。但南非附近海上的急流略有增强。10月澳大利亚高空急流进一步减弱,最大风速只有37—39米/秒(见图6中负的动能变化区),并且急流位置开始北移回到 25°S 附近。另外在南美和南非附近的海区,可观测到另两个急流中心区。

因而南半球冬季的高空西风急流主要位于澳大利亚及其邻近海区,在东岸观测到最强的风速。另外非洲南部海上的急流也很稳定,但风速较弱,一般只33—34米/秒。南美的高空急流在冬季不明显。

三、经向风分布特征

经向风分布可以表示南北纬度及半球之间的质量交换。因而我们分析了5—10月200 hPa 多年平均的经向风分布。由于篇幅所限,这里只给出7月份的情况(图7)。沿 100°E ,从 45°N 到 20°S 有强北风带,即在这个地区有明显的跨赤道气流,是南北半球交换的一个通道。这是低层反向的跨赤道气流在高空的回流支。实际上这个回流支是更大的北风区的一部分。这片北风区范围很宽,向西到达非洲以东海区,向东到达 160°E 。在印度洋西南部到印度南部也盛行一支强北风,这说明这里也是一个半球交换显著的质量通道。这个通道与低空索马里急流有关,但位置在低空急流之东。总之,这片大范围的高空回流的北风区(从夏半球流入冬半球)与低空盛行明显的跨赤道气流(从冬半球流入夏半球)和亚洲季风有密切关系。

在西半球从北美经中美到南美和东太平洋是另一片回流区。但不像亚洲地区,没有显著集中的通道。

在中东太平洋为跨半球的南风区。这片南风区在北半球一直向东北扩展到北美西海岸,在该处可观测到非常强的南风(11米/秒)。这表明在中东太平洋也是一个半球质量交换区。这与低层从北美西岸向西南流动并越过赤道到南半球的信风气流有关。另一个质量交换区在东非到中东一带,可以看到在土耳其上空有最强的南风分量(13米/秒)。因

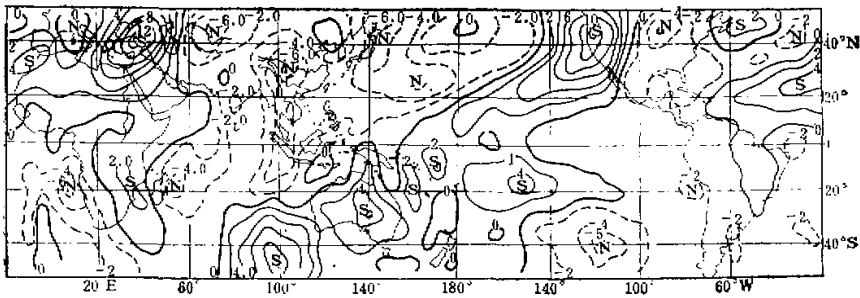


图 7 7 月 200 hPa 多年平均经向风分布

实线代表南风,虚线代表北风,粗实线为东西风零线,带箭头的粗实线代表质量输送通道,单位:米/秒

而全球整个热带和副热带地区,在北半球夏半年由上述四个半球质量交换区组成,其中最强的一个是在亚洲和西太平洋的季风区。

另外我们还可以看到从非洲西部沿 10°N 向西到大西洋中部在高空是质量辐散区(北面是南风,南面是北风),这与低层西非到大西洋的赤道辐合带位置一致。

其它月份的情况基本上与 7 月份相似,只是在强度和位置上略有差异。沿 100°E 和印度洋西部的强回流支在 6 月份最强,5 月份不明显。反之在 9 月和 10 月,这两个高空通道减弱相当显著,尤其是印度洋西部的一支,9 月份已趋于消失。沿 100°E 的一支是强度减弱,但仍然存在。北半球冬半年时输送改变方向。因而从全年来看,沿 100°E 的通道是更持续的半球间质量交换区。

四、结 论

利用 13 年北半球 5—10 月 200 hPa 平均高空风资料对主要的风场进行了分析,得到下列主要结果:

(1) 北半球夏季副热带急流的位置和强度具有明显的月际变化。5 月份整个北半球中纬地区具有三个急流带,分别位于日本南部、美国南部和墨西哥以及北非和中东上空。其中日本南部的最强。从 6 月开始上述三个急流带发生了显著变化。到盛夏(7 月和 8 月),主要的西风带只出现在亚洲大陆和北美大陆地区,急流轴在 45°N 附近。风速显著减弱。在 9 月份日本附近的西风急流又开始建立,北美的急流位置也南移加强。到 10 月份,西风急流又趋于分别在 日本南部以及美国南部和墨西哥上空建立。

另外,在中东太平洋和中东大西洋的热带地区分别出现明显的西风带,尤其是在中东太平洋。7 月和 8 月达到最强,成为独立的高空风系。其它月份向东北伸展与中纬度西风带相连。

(2) 夏季高空东风急流有三个最大风速中心,分别位于也门、印度半岛南部和新加坡到马来西亚地区。前两个东风急流中心与南亚夏季风的活动密切有关,它们是出现在季风爆发时期和之后,并随季风增强而加强。当季风开始撤退时,它们也开始减弱和消失。

反之新加坡和马来西亚的东风中心位置少变,只有强度变化。

在盛夏,东风带连续地围绕全球的近赤道地区。并且在西太平洋和墨西哥地区分别有副热带东风带与之合并。

(3) 南半球冬季 200 hPa 最强的西风带从南印度洋西部经过澳大利亚一直扩展到东南太平洋。50 米/秒的最大风速在 8 月出现在大洋洲东岸上空。此时位置最南在 35°S。另外在非洲南部海上的急流也很稳定,但风速较弱,一般只 33 米/秒左右。南美的高空急流在冬季不明显。

(4) 经向风分析揭示出全球有四个明显的质量交换区。从印度洋西部到西太平洋以及从东太平洋到西大西洋地区空气质量从夏半球流向冬半球。它们是低空反向的跨赤道气流的回流支。其中在中印半岛和印度洋西部分别有强的质量通道,它们与亚洲夏季风的活动密切相关。

在中太平洋和东太平洋部分地区和东非到中东地区是冬半球向夏半球的质量输送区,尤以前者更明显。

参 考 文 献

- [1] Palmén, E., Newton, C. W. 1969, Atmospheric circulation systems, Academic Press, New York and London. (有中译本,科学出版社)。
- [2] American Meteorological Society 1972, Meteorology of the Southern Hemisphere, *Meteoro. Monograph of AMS*, vol. 13, No. 13.
- [3] Oort, A. H., E. H. Rasmusen, 1971, Atmospheric circulation statistics, NOAA Professional Paper 5.
- [4] Sadler, J. M., 1975, The upper tropospheric circulation over the global tropics. Department of Meteorology, University of Hawaii, Nov.
- [5] Van de Boogard, Henry, 1977, The mean circulation of the tropical and subtropical atmosphere-July. NCAR Tech. Note sept.
- [6] Cressman, G. P., 1981, Circulation of the West-Pacific jet stream, *Mon. Wea. Rev.* Vol. 109(21), p. 2450—2463.
- [7] 丁一汇、赵深铭、何诗秀: 1988, 5—10 月全球热带和副热带 200hPa 多年平均环流的研究(一)——行星尺度环流系统, *大气科学*, 第12卷第2期, p. 171—178.
- [8] Tanaka, M., 1982, Interannual fluctuations of the tropical easterly jet and the summer monsoon in the Asian region, *J. Meteor. Soc. Japan*. Vol. 60, p. 865—875.