

# 1979 年印度夏季风活跃、中断和撤退时期 欧亚上空风场和温度场的变化\*

丁一汇                  村上多喜雄

(中国科学院大气物理研究所)

(夏威夷大学气象系)

## 提      要

本文对 1979 年夏季印度西南季风活跃、中断和撤退时欧亚地区大范围环流和温度场进行了分析。结果表明, 该年季风活动的变率与欧亚中高纬环流形势的演变有明显关系。季风活跃期, 高空西风带显著北移, 青藏高原上空有高空反气旋环流建立、发展, 苏联西部阻塞高压发展、维持; 季风中断期, 青藏高原西部有高空槽存在; 苏联西部阻塞高压减弱、崩溃或有高空槽发展; 季风的撤退也与东亚冷空气活动关系密切。

## 一、引      言

在另一篇文章中, Murakami 和丁一汇讨论了 1979 年夏初欧亚大陆上空风和温度场的大尺度变化<sup>[1]</sup>。发现在 6 月 4 日, 即印度西南季风爆发前 2 周左右, 阿富汗—西藏高原西部地区, 对流层上部温度突然上升, 高空反气旋迅速发展; 同时欧洲阻塞高压崩溃。后来又发现, 1979 年季风撤退时中高纬度的温度场变化比季风撤退早 5 天左右<sup>[2]</sup>。最近 Raman 和 Rao<sup>[3]</sup> 提出, 中纬度西风带高空槽脊的活动与季风的活跃和中断有一定的关系。上述结果表明, 印度夏季风的活动可能明显地受到中高纬环流演变的影响。本文的主要目的就是根据 1979 年印度夏季风活跃、中断和撤退时欧亚上空风场和温度场的特征, 进一步讨论季风活动的变率与中高纬大尺度环流的关系。

## 二、资料和计算方法

本文使用 1979 年夏(6 月 1 日—9 月 30 日), 每日两时次 8 层(100, 200, 300, 400, 500, 700, 850, 和 1000 mb)  $u$ 、 $v$  和  $T$  资料。这些资料取自美国气象中心(NMC)的业务客观分析, 网格距是 2.5 个经度和纬度。研究区为  $0^{\circ}$ — $150^{\circ}$ E,  $15^{\circ}$ — $70^{\circ}$ N 的欧亚地区。FGGE(第一次全球大气试验)期间, 全球探空资料增加很多, 此外商业飞机, 欧洲和日本卫星测风以及 TIROS-N 温度资料也被用于 NMC 分析中。对分析大尺度环流变化有相

\* 本文于 1982 年 6 月 30 日收到, 1983 年 5 月 12 日收到修改稿。

当改进。本文所用计算方法与文献[1]完全相同。

### 三、1979年夏季风场和温度场的演变

1979年夏季风在印度中部的爆发是6月19日<sup>[4-5]</sup>。此后,活跃的季风在南亚和东南亚大范围地区一直持续到7月上旬(第一季风活跃期,简称A<sub>1</sub>)。由图1a可见,活跃的季风结束于7月12日。以后两周西南季风很弱(第一季风中断期,简称B<sub>1</sub>)。从7月26日开始又趋活跃,并持续三周(第二季风活跃期,简称A<sub>2</sub>),此后迅速减弱。第二次中断从8月20日左右开始,持续3—4周,直到夏季风撤退(第二季风中断期,简称B<sub>2</sub>)。实际上自第二次中断后,季风在印度中北部未再恢复。9月下旬是季风全面撤退时期(季风撤退期,简称WL)。上述700 mb *u* 的演变与印度中部日降水时间序列十分一致<sup>[6]</sup>。图1b清楚地表明了季风槽以北的东风演变。一般在季风活跃时期,出现较强的东风带,而在季风中断期出现西风。特别是在第二季风中断时期,喜马拉雅山以南的弱西风一直持续到季风结束。

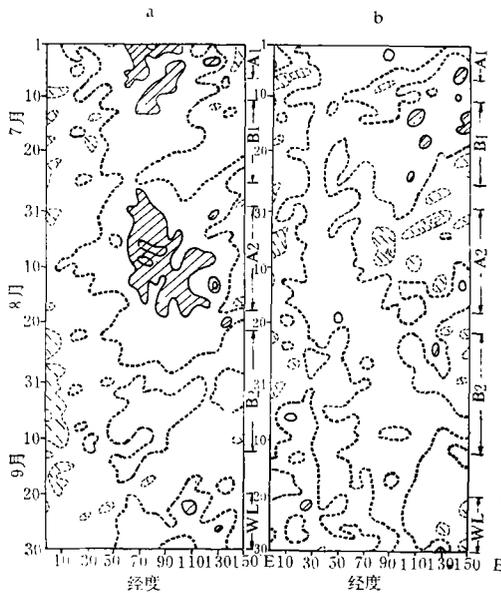


图 1 15°N(a)和25°N(b) 700 mb 纬向风的时间、经度剖面图 (粗虚线代表零线,实线和虚线阴影区分别代表≥10米/秒的西风 和东风区。等值线间隔 10米/秒。)

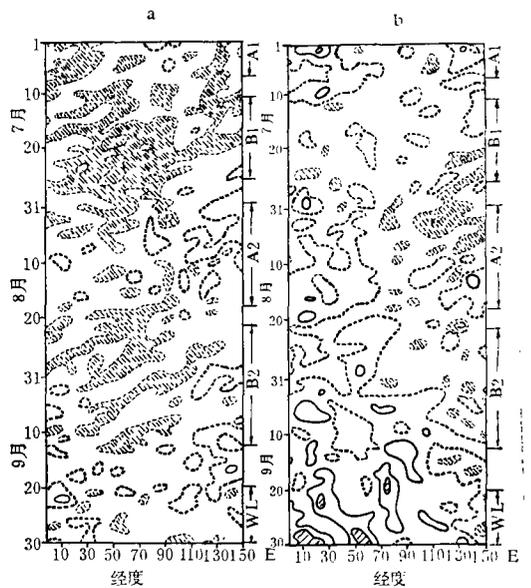


图 2 15°N(a)和25°N(b) 300 mb 纬向风的时间、经度剖面图 (粗虚线代表零线,实线阴影区代表≥20米/秒的西风区,虚线阴影区代表≥10米/秒的东风区。等值线间隔 10米/秒。)

300 mb *u* 也有同样明显的变化。在 15°N (图 2 a)季风活跃时期高空东风弱或出现西风,而季风中断时出现较强东风。这个结果与过去的研究结论<sup>[7-8]</sup>——一般在季风较强的时期,高空东风急流(在 10—15°N)也强——不同。现在还不清楚 1979 年高空东风何以会有这种异常的变化。当 9 月中,夏季风在大范围地区撤退时,高空东风带基本上消

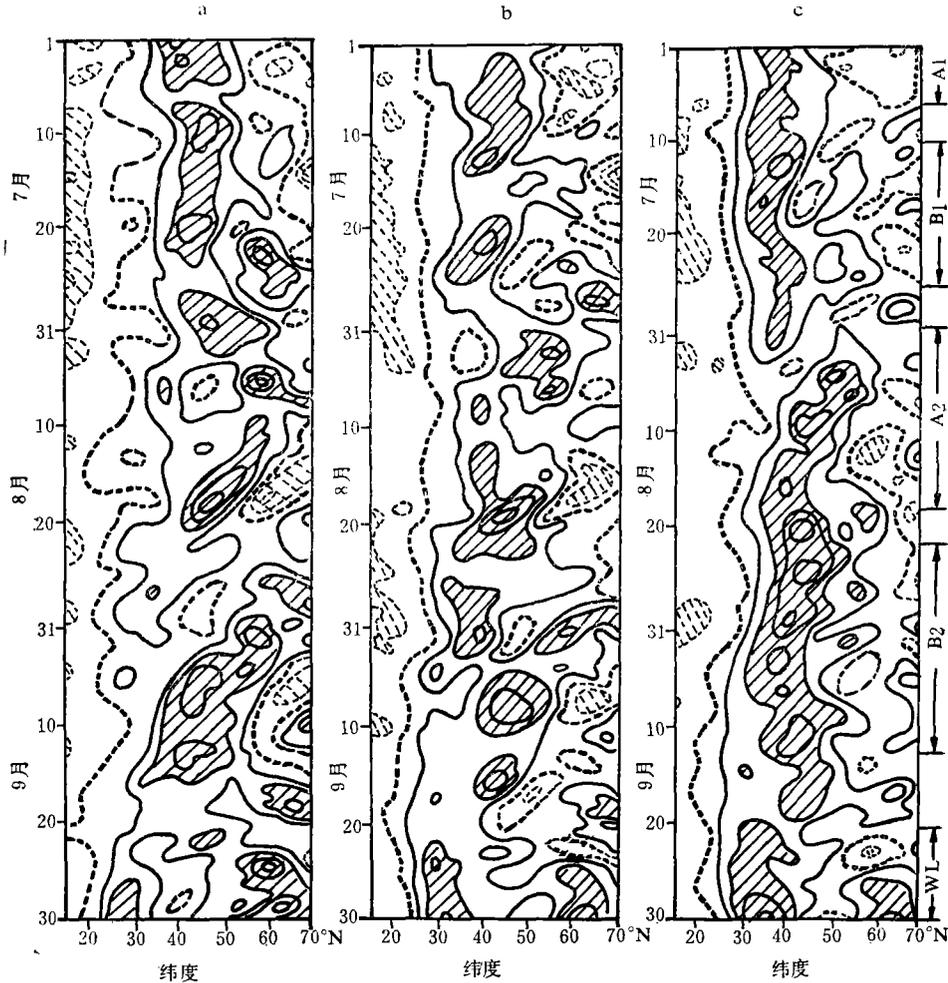


图 3 55°E(a)、75°E(b)和 95°E(c)300 mb 纬向风时间、纬度剖面图  
(风速为中心东西 10 个经度区间内的平均值。其它符号同图 2 所示)

失。在 25°N, 60°E 以东地区, 较强的东风出现在季风活跃时期 (见图 2 b)。从 8 月下旬开始, 高空西风就开始出现在青藏高原以西, 并在 9 月初到达喜马拉雅山以南, 约在 9 月 20 日强西风开始稳定在 20°N 附近, 表明了夏季风的撤退。可以设想, 高空西风提前在沿 25°N 的大范围地区活跃和建立, 可能是造成季风长期中断和提前撤退的一个原因。图 3 a 表明强西风带从 7 月下旬的 40°N 北跳到 8 月 10 日的 60°N 附近, 第二次季风活跃期结束时又回到原来位置, 导致在副热带(25°—30°N)地区出现上述的高空东风带。类似的特征也可以在青藏高原西部和东部的剖面中见到, 只是没有图 3 a 中那样明显。因而第二次季风活跃时期是发生在高空行星西风带达到其季节最北位置时。在第二次中断时期, 可以看到在高原以西和西部强西风带明显南侵。9 月最后 10 天, 高空西风带在高原南部和印度北部完全建立。

温度的变化与风场的变化是一致的。图 4 a 中, 南亚和东南亚在第二次活跃期出现

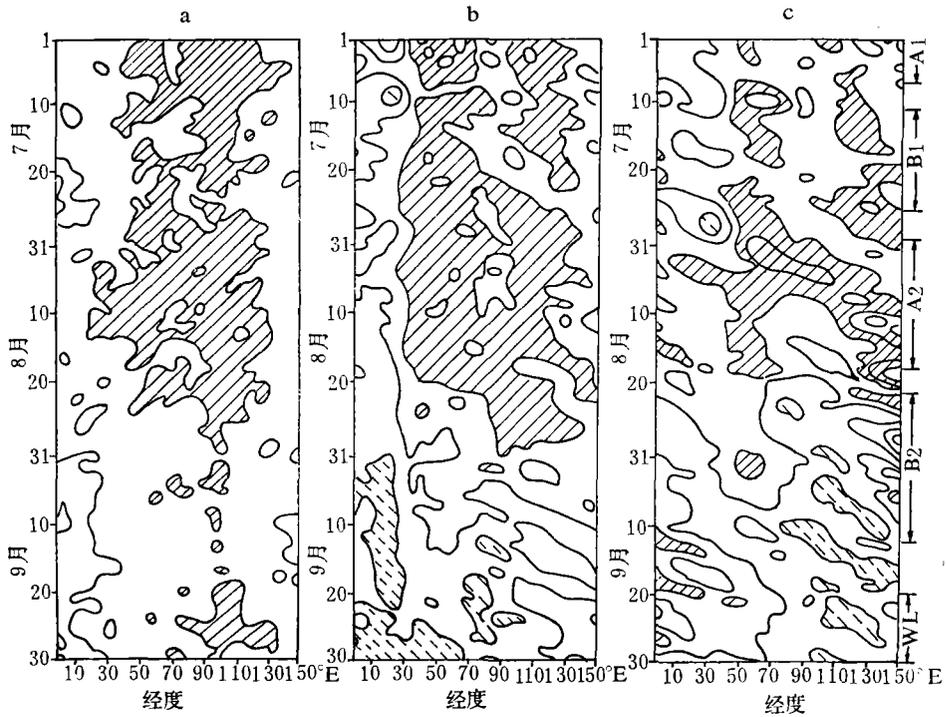


图 4 20°N(a)、35°N(b)和 50°N(c)300 mb 温度时间、经度剖面图  
 (等值线间隔为 5°C;  
 a, 阴影区表示 ≥245 K 的区域,  
 b, 实线阴影区表示 ≥245 K 的区域,  
 虚线阴影区表示 ≤235 K 的区域;  
 c, 阴影区表示 ≥235 K 的地区,  
 虚线阴影区表示 ≤225 K 的区域。)

一个明显的暖区。[1]曾指出，随着季风的开始和发展，在高原西部温度突然增加。这种增暖趋势一直持续到 7 月 10 日。第一次中断期暖区变得不明显。第二次中断期也只有散乱的小片暖区存在。可见沿 20°N 300 mb 温度的演变与季风活动有关。在季风活跃期，大范围暖区可能由季风雨释放的潜热加热造成。在中断期，这种加热作用明显降低。在第二次活跃期，沿 35°N 的青藏高原经度范围内也观测到大范围暖区(图 4 b)。这个暖区在 8 月下旬突然消失。类似的温度变化也出现在 50°N 剖面中(图 4 c)。这个纬度带冷却甚至出现更早。上述 300 mb 温度变化表明，中纬度冷空气的活动与印度夏季风的中断和结束可能有一定联系；且在活跃的季风期、欧亚大陆大部分中低纬地区都出现高空增暖。这可以解释这个时期高空西风带的显著北移和高原南侧(25°N 附近)高空东风的出现和加强。

其它物理量的时间、纬度剖面图也表明不同季风条件下，具有不同的变化和分布特征。例如，图 5 a 给出 700 mb 沿 0—150°E 平均涡旋动能 ( $KE = \frac{1}{2}(u'^2 + v'^2)$ ,  $u'$  和  $v'$  分别是对纬向平均  $\bar{u}$  和  $\bar{v}$  的偏差)时间、纬度剖面图。在 50°N 以南季风活跃期  $KE$  较

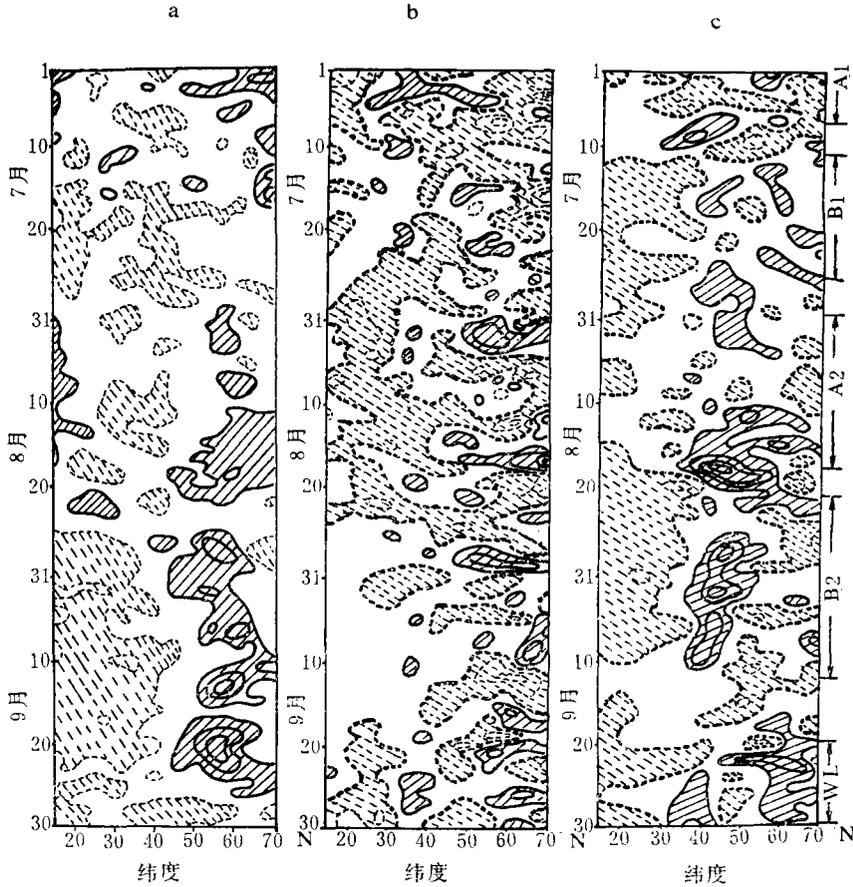


图 5 a  $0^{\circ}$ — $150^{\circ}$ E 范围 700 mb 平均涡旋动能时间、纬度剖面图(间隔  $20 \text{ 米}^2 \text{ 秒}^{-2}$ ; 实线和虚线阴影区分别代表  $\geq 40$  单位和  $\leq 20$  单位的区域。)   
 b  $0^{\circ}$ — $150^{\circ}$ E 范围 700 mb 平均涡旋动量时间、纬度剖面图(间隔  $10^2 \text{ 秒}^{-1}$ ; 实线阴影区代表  $\geq 10$  单位地区; 粗虚线代表零线; 虚线阴影区代表  $\leq 0$  的地区。)   
 c  $0^{\circ}$ — $150^{\circ}$ E 范围 300 mb 平均涡旋感热输送(间隔  $10 \text{ 米} \cdot ^{\circ}\text{C} \cdot \text{秒}^{-1}$ ; 其它说明同 b.)

大。表明在此期间天气尺度扰动的形成和移动更频繁。季风中断时期, 涡旋动能较小, 尤其是第二中断时期, 可观测到  $KE$  的长时期低值。季风活跃期, 很大的涡旋动能出现在热带地区, 主要是由季风槽及其中的扰动造成。700 mb 涡旋动量的输送 ( $\overline{u'v'}$ ) 也显示季风活跃和中断时期有不同的特征(图 5 b)。活跃时期, 涡旋在  $40^{\circ}\text{N}$  以南向南输送动量, 中断期主要向北输送动量。这个结果与 Bedi 等人<sup>[9]</sup>的结果是一致的。图 5 c 表示 300 mb 热量的经向涡旋输送 ( $\overline{v'T'}$ )。季风活跃时期, 在中低纬热量主要向北输送, 而中断期热量向南输送。可以看到, 第二次季风中断期,  $43^{\circ}\text{N}$  以北热量向北输送,  $40^{\circ}\text{N}$  以南热量向南输送, 因而其间应存在一条强热量辐散带, 这也许可以部分解释此时期该纬度带上出现的迅速冷却。

#### 四、夏季风活跃、中断和撤退时期的平均风场和温度场

为了进一步研究欧亚上空风场和温度场的变化,我们绘制了季风不同发展阶段 300 和 700 mb 平均风场和温度场。根据前面风场和温度分析以及国际季风管理中心(IMMC)公布的资料<sup>[4]</sup>,1979 年整个季风季除爆发时期外共划分为五个时段:

第一季风活跃期(6月20日—7月6日)。

第一季风中断期(7月12—26日)。

第二季风活跃期(7月30日—8月17日)。

第二季风中断期(8月23日—9月13日)。

季风撤退期(9月21—30日)。

我们也依次计算了不同时段之间风场和温度场差(后一时段减前一时段),以求更明确地显示环流和温度场的大尺度变化。限于篇幅,这里只给出部分结果。

首先,给出  $A_2$  的平均流场(图6),可代表季风活跃时期的平均环流条件。它与  $A_1$  的特征相似<sup>[1]</sup>。700 mb 上季风槽很明显。华东和华南地区盛行东南气流。高原南侧盛行偏东风。300 mb 中高纬度  $30^\circ\text{E}$  和  $90^\circ\text{E}$  为高压脊, $60^\circ\text{E}$  和  $120^\circ\text{E}$  为低压槽,高空西风急流位置偏北,强度很弱,其南侧反气旋环流发展。

图7是  $B_2$  的平均流场。与  $B_1$  情况相似。注意中高纬的长波分布几乎与活跃期相反, $30^\circ\text{E}$  和  $90^\circ\text{E}$  为低槽,而  $50^\circ\text{E}$  和  $120^\circ\text{E}$  为脊。高空西风急流位置偏南,且强度增加。300 mb 上青藏高原西部有一高空槽建立,它一直持续到季风季结束。在 700 mb,季风槽消失,弱的西南季风到达高原南部,华南和南海地区,东风和东南风消失。

图8和图9分别为风场差  $B_1 - A_1$  和  $A_2 - B_1$  两者比较进一步揭示了活跃期与中断期大尺度环流系统分布反向的特征,尤其是大尺度行星波的位相分布完全相反。这与图6和图7的情况相似。季风槽的活动也是相反,在图8b上可以看到一条明显的反气旋环流带位于印度、中印半岛和南海;而在图9b上代之出现的是一条明显的气旋性环流变化带。

最后我们给出季风撤退期的风场(图10)。注意中国沿岸的高空槽(图10a)在9月的最后10天沿  $130^\circ\text{E}$  明显加深。它与东亚冷空气的爆发有密切关系。一般东亚大槽在9月底至10月中旬开始在东亚沿岸建立并加深。而这一年它的出现几乎比常年早1—2个星期。撤退期的另一个重要特征是在高纬地区沿  $90^\circ\text{E}$  有一高压脊发展,其前部的西北气流流入华北,以后转变成东北季风进入华东和华南,其中一部分南流到中印半岛北部和孟加拉湾地区。另一高脊位于印度西北部和巴基斯坦,使印度中部和北部盛行西北和东北气流,而西南季风消失。整个欧亚大陆在  $25^\circ\text{N} - 40^\circ\text{N}$  和  $55^\circ\text{N} - 65^\circ\text{N}$  又复出现两支高空西风急流。由图10a,可以看到高原以南有更强的西风。

图11a,b分别给出300 mb 第一中断期与第一活跃期和第二活跃期与第一中断期辐散风分量的变化。它们的分布大致是相反的。如果比较青藏高原地区的辐散风,能够发现在中断期有更强的辐散,尤其是在高原东部。这可能与高原上雨期潜热释放增强有密切关系,这时季风气流可以到达高原上,产生更多的降水<sup>[6]</sup>。

平均温度场的变化进一步支持了上述风场的讨论。比较图12a和图8,可以看到“A”

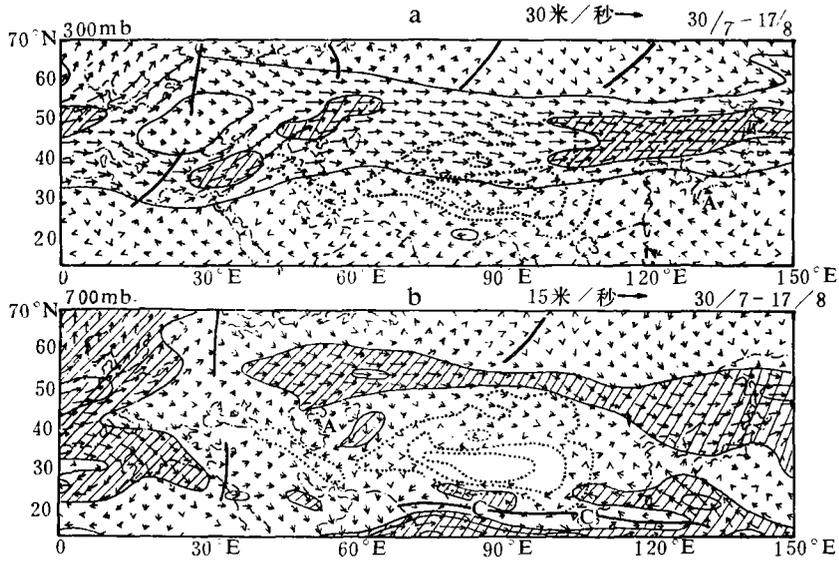


图 6 300 mb(a) 和 700 mb(b) 第二活跃时期平均风场 (a 箭头是 30 米/秒单位向量, 实线是等风速线, 间隔 10 米/秒, 阴影区代表  $\geq 20$  米/秒的风速; b 箭头是 15 米/秒单位向量, 实线是等风速线, 间隔 5 米/秒, 阴影区代表  $\geq 5$  米/秒的风速; 点线是平滑的地形等高线, 间隔 1.5 公里)

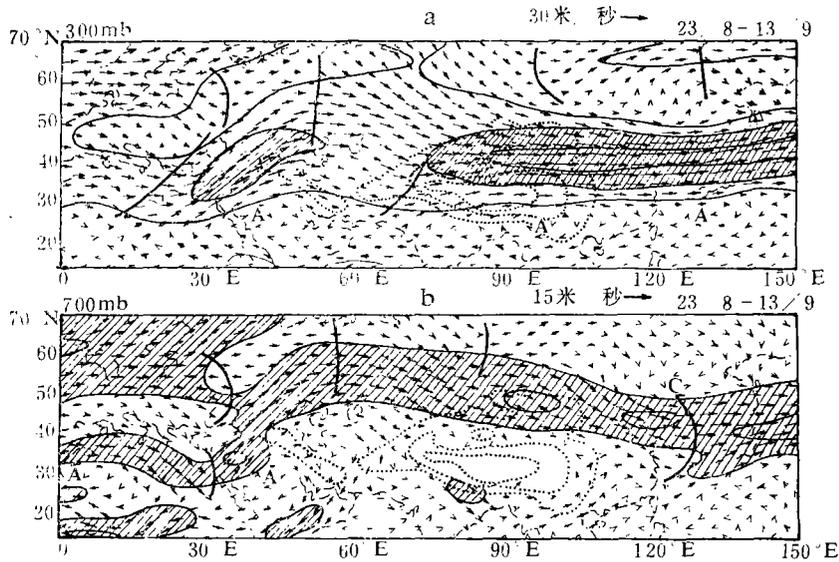


图 7 300 mb(a) 和 700 mb(b) 第二中断期平均风场 (说明同图 6)

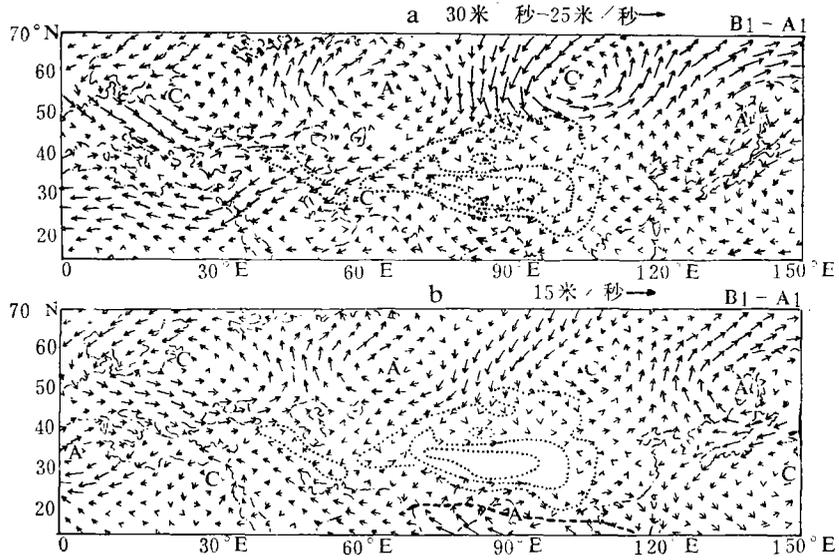


图 8 300mb(a)和700mb(b)第一季中断期与第一季风活跃期平均风向量差 (A表示反气旋环流变化, C表示气旋性环流变化, a中箭头是30米/秒单位向量, b中箭头是15米/秒单位向量。)

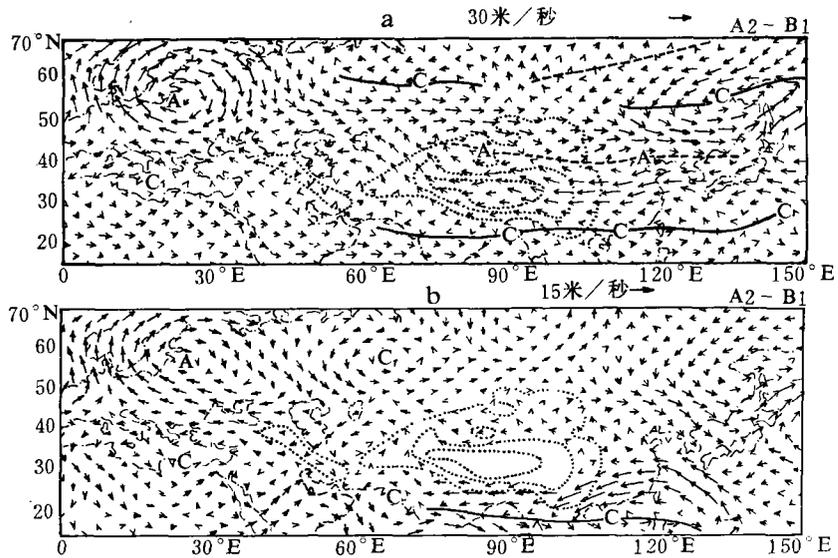


图 9 300 mb(a)和700 mb(b)第二季风活跃期与第一中断期平均风向量差(图例同图 8)

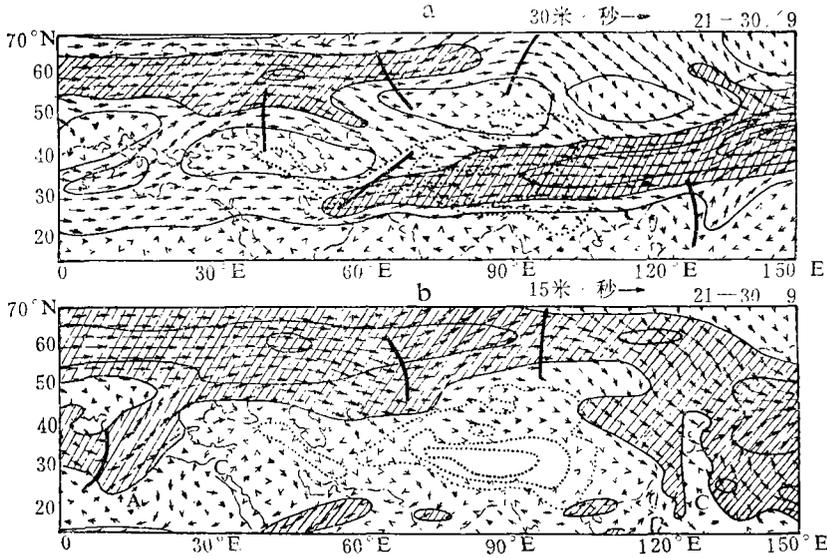


图 10 300mb(a)和 700 mb(b)季风撤退期平均风场(说明同图 6)

环流中心一般与正温度差对应,而“C”环流中心与负温度差对应。在第二活跃期,〔中纬度有一个近纬向的正  $\Delta T$  带,最大  $\Delta T$  ( $\sim 6^\circ\text{C}$ ) 在高原北部。沿  $30^\circ\text{N}$  负  $\Delta T$  带和低纬正  $\Delta T$  带的存在可以解释活跃时期高空东风带的减弱。在第二中断期(图 12 b)中高纬有一明显的负  $\Delta T$  带,这表明大尺度冷却过程在第二中断期已经开始。最大负  $\Delta T$  也位于高原西部。因而虽然冷却过程几乎是呈纬向进行的,但青藏高原对这种冷却的增强作用也不应忽视。根据叶笃正和高由禧等人<sup>[10]</sup>的研究,最大的感热加热早在 8 月份已显著减少。也许上述温度的降低与这种感热加热的减少有一定关系。在蒙古和我国华北地区,冷却更显著( $\sim 11^\circ\text{C}$ ),这与该地区冷空气活动有关。撤退时期(图略),中纬度进一步冷却,青藏高原北部有一强冷却中心。

为进一步了解造成上述温度场变化中各种物理因子的作用,我们用热力学方程对 5 个有限地区(见图 12 a)进行了诊断分析。表 1 给出了 300 mb 层的计算结果。热力学方程可写作

$$\frac{\partial [T]}{\partial t} = A + B + C + D \quad (1)$$

式中

$$A = - \left[ u \frac{\partial T''}{\partial x} + v \frac{\partial T''}{\partial y} \right]$$

$$B = [\omega] \left( \frac{\kappa}{P} - \frac{\partial}{\partial P} \right) [T]$$

$$C = - \left[ \omega'' \left( \frac{\kappa}{P} - \frac{\partial}{\partial P} \right) T'' \right]$$

$$D = [Q] / C_p$$

A 项——温度平流;

B 项——由区域平均垂直运动造成的绝热温度变化;

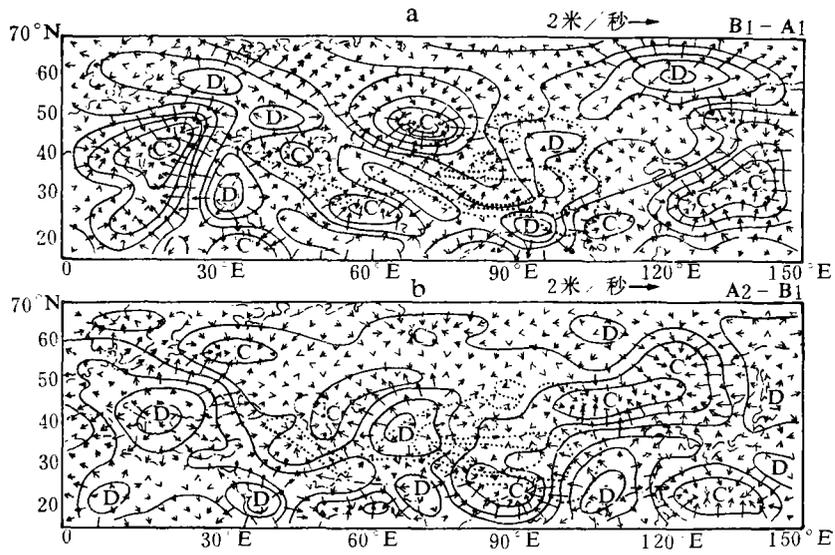


图 11 a 第一中断期与第一活跃期 300 mb 平均辐散风差和速度势差  
 b 第二活跃期与第一中断期 300 mb 平均辐散风差和速度势差  
 (单位向量是 2 米/秒, 实线是速度势, 单位  $5 \times 10^5$  米<sup>2</sup>秒<sup>-1</sup>. D 表示辐散中心, C 表示辐合中心)

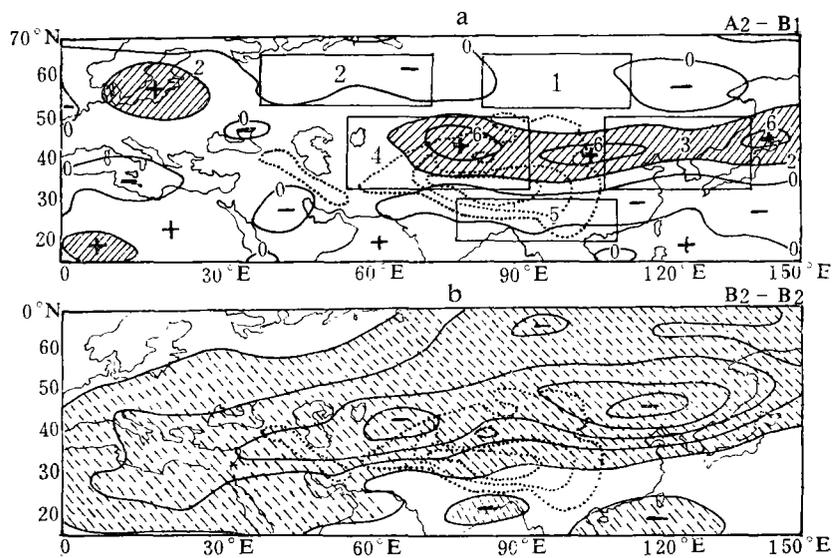


图 12 a 第二活跃期与第一中断期 300 mb 平均温度场差  
 b 第二中断期与第二活跃期 300 mb 平均温度场差  
 (实线阴影区为  $\geq 2^\circ$  地区, 虚线阴影区为  $\leq -2^\circ$  地区. 其间隔为  $4^\circ\text{C}$ ; 粗实线为 0 线)

$C$  项——由空间涡旋的垂直运动所造成的绝热温度变化；

$D$  项——非绝热加热，它在(1)式中作为余项算出，包括感热、潜热和辐射的作用，也包括所有可能的计算误差。

[ ] 的量表示区域平均值；

“”表示偏差值。 $\kappa = R/C_p$ ， $C_p$  是定压比热。

表 1 中没有给出第一活跃期的结果，([1]已专门讨论过)。对某一时段平均  $\frac{\partial [T]}{\partial t}$  一般很小，可忽略。因而  $A, B, C, D$  项近于相互抵消。区域 3 (华北、日本地区)，最高温度出现于第二活跃期，至第二中断期迅速下降  $6^\circ\text{C}$ ，主要是由强的冷平流造成 ( $A$  项： $-15.4$  单位)， $C$  项为正，主要抵消冷平流的冷却作用，证实了前述冷空气活动的重要性。在第二活跃期， $D$  项达最大值，表明非绝热加热对产生暖区很重要 (图 12 a)。在撤退期， $B$  项相对变得重要，该项与冷空气下沉运动有关。因而非绝热加热和冷平流分别在产生第二活跃期的暖区和第二中断期与撤退期的冷区中起着重要的作用。在 700 mb，冷平流作用也很强 (未给出)。

表 1 方程(1) 在 300 mb层的计算结果

区 域	时 段	[ $T$ ]	$A$	$B$	$C$	$D$
1	$B_1$	230.6	-13.3	4.3	1.8	7.0
	$A_2$	231.2	-5.8	-6.6	-1.5	11.2
	$B_2$	225.2	2.4	-9.1	2.0	4.7
	WL	225.7	5.5	3.9	-0.9	-6.9
2	$B_1$	231.8	0.4	-8.0	-0.2	9.2
	$A_2$	231.3	-1.0	8.8	3.0	-10.0
	$B_2$	228.5	2.6	5.8	0.6	-9.9
	WL	228.5	-2.7	-11.7	0.3	6.4
3	$B_1$	241.1	3.6	-10.1	0.7	7.1
	$A_2$	242.8	-8.1	-2.4	3.0	7.5
	$B_2$	237.0	-15.4	1.7	7.7	2.8
	WL	234.4	-15.4	8.5	7.2	-1.9
4	$B_1$	240.6	4.1	-9.2	2.9	1.7
	$A_2$	242.7	4.1	-1.0	1.5	-4.8
	$B_2$	236.7	3.0	-1.3	1.3	-4.9
	WL	232.7	9.2	4.0	-1.0	-9.8
5	$B_1$	246.5	0.1	-14.7	1.6	12.5
	$A_2$	246.3	2.0	-14.8	0.0	12.5
	$B_2$	244.6	-1.1	-16.1	-0.8	16.2
	WL	244.1	-2.9	-5.5	-1.2	14.7

( $T$  的单位为  $K$ ； $A, B, C, D$  的单位为  $10^{-6}^\circ\text{C}/\text{秒}$ )

区域 4 (青藏高原北部) 的物理过程不同于区域 3 的情况。从第二活跃期开始，该区开始出现非绝热冷却，在撤退期达最大值，这与前述 8 月份高原地区感热加热减少有一定关系。这种非绝热冷却主要由暖平流补偿。注意自第二活跃期至第二中断期平均温度的

下降也达  $6^{\circ}\text{C}$ 。区域 1(西伯利亚地区)这一时段无论是 300 mb 和 700 mb 温度下降都十分明显( $-6^{\circ}\text{C}$ )，这与非绝热加热的减少和槽区上升运动造成的绝热冷却(B 项为负)有关。区域 2(苏联西部)和区域 5(印度北部和华南)平均温度的下降也主要发生在第二中断期,但量值小得多( $2^{\circ}-3^{\circ}\text{C}$ )。从上面的温度场诊断分析可见,几乎整个亚洲地区在第二中断期都出现降温,其中西伯利亚、华北和西藏高原最为显著。造成各地区冷却的主要原因是不同的:高原地区,降温似与非绝热冷却(可能是感热减少)有关,而华北和西伯利亚等地区则与冷空气活动有关。从而进一步证实了前面天气分析所揭示出的温度场、风场的变化特征。

## 五、结 论

1. 季风活跃期和中断期欧亚地区,高低空风场和温度场有明显的差异。活跃期,低纬( $15^{\circ}\text{N}$ )高空东风弱,甚至变成西风;而中断期高空为较强的东风。印度北部和高原以南地区( $25^{\circ}\text{N}$ )情况正好相反。低空,活跃期印度中部和中印半岛出现强西南季风气流,而华南和喜马拉雅山南麓东风加强并向西扩展。中断期大范围弱西南风深入到西藏高原南部和南海地区。

2. 在季风区,活跃阶段 300 mb 为明显的暖区,而中断阶段暖区不明显或变为冷区。季风活跃期的大范围暖区主要由季风雨区释放的潜热造成。但是随着亚洲地区冷却趋势的发展这种增暖突然结束。冷却似乎由东向西传播,与东亚冷空气活动有关。因而东亚冷空气的爆发可能是造成这一年印度季风提早结束的一个重要因子。计算也表明东亚的冷平流对造成冷却趋势的重要性。

3. 印度季风的活动中高纬环流变化有明显的关系。第二季风活跃期是发生在高空西风带从  $40^{\circ}\text{N}$ (7月下旬)明显地北跳到  $60^{\circ}\text{N}$ (8月10日)的时期。当高空西风带又回到  $40^{\circ}\text{N}$ 位置时(8月20日左右),活跃期结束。第二中断期强高空西风已经在喜马拉雅山以南建立,这与高原西部一个高空槽的发展有关。另外,在活跃和中断阶段, $45^{\circ}\text{N}$ 以北欧亚地区行星波位相的分布大致是反向的。其中最明显的变化在苏联西部。活跃期对应于阻塞高压的消失或低槽的发展;而中断期对应于阻塞高压的建立和持续,这有利于高压下游位于高原西部的高空槽的发展和加深。

4. 根据以前的分析<sup>[1-2]</sup>和目前这项研究,我们可以设想:1979年印度季风爆发的推迟,长时期的中断和提早撤退等特征都可能反映了这年异常季节过渡的一部分,即从春到夏,西风带和冷空气活动向北收缩推迟;而从夏到秋,西风带和冷空气活动提早向南扩展。但是现在还不了解引起这种异常季节过渡的原因。

## 参 考 文 献

- [1] Murakami, T and Y. H. Ding, Wind and temperature changes over Eurasia during the early summer of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, No. 1, 183-196. 1982.
- [2] Ding Yihui, T. Iwashima and T. Murakami: Temperature Changes over Eurasia during the late summer of 1979, Contribution No. 81-6, Department of Meteorology, University of Hawaii, 1981.
- [3] Raman, C. R. V. and Rao, Y. P., Interaction of waves in middle latitude westerlies over Asia

- with the southwest monsoon over India, Results of summer MONEX field phase research (part B), FGGE operations report 9, 12—22, 1980.
- [4] Sikka, D. R. and Grossman B, Summer MONEX chronological weather summary, IMMC, New-Dehli, 1980.
- [5] 丁一汇, 阿拉伯海低压形成和结构的个例分析, 大气科学, 第5卷, 第3期, 267—280, 1981.
- [6] Chang, C. C., A contrasting study of the rainfall anomalies between central Tibet and Central India during the summer monsoon season of 1979, *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **62**, 20—22.
- [7] Kanamitsu M. and Krishnamurti T. N., Northern summer tropical circulations during drought and normal rainfall months, *Mon. Wea. Rev.* **106**, 331—347, 1978.
- [8] Tanaka, M., Interannual fluctuations of the tropical easterly jet and the summer monsoon in the Asian region, *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**, No. 3, 865—875, 1982.
- [9] Bedi H. S., Billa H. S. and N. Mookerjee, Interactions between northern middle latitudes and summer monsoon circulation, Proc. of International conference of early results of FGGE and large-scale aspects of its monsoon experiments, Tallahassee, Florida, 12—17, Jan. 1981, WMO.
- [10] 叶笃正, 高由禧等, 青藏高原气象学, 科学出版社, 1979.

## WIND AND TEMPERATURE CHANGES OVER EURASIA DURING THE ACTIVE, BREAK AND WITHDRAWAL TIME PERIODS OF THE INDIAN SUMMER MONSOON OF 1979

Ding Yihui

(*Institute of Atmospheric Physics,  
Academia Sinica*)

T. Murakami

(*Department of Meteorology, University  
of Hawaii*)

### Abstract

In this paper the wind and temperature changes over Eurasia during the active, break and withdrawal time periods of the summer monsoon of 1979 is studied. It is shown that the active monsoon regime was characterized by the distinct northward shift of the upper westerlies, establishment and development of upper anticyclonic circulation around the Tibetan Plateau, and development and persistence of blocking high over the western Soviet Union. The break monsoon regime was enhanced by the presence of upper trough over the western part of the Tibetan Plateau and the decay of blocking high or development of a trough system over the western Soviet Union.