

# 关于亚洲夏季风爆发及北半球季节突变的 物理机理的诊断分析: 青藏高原及 邻近地区地表感热加热的作用\*

张水生 吴国雄

(大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG)  
中国科学院大气物理研究所, 北京, 100080)

## 摘 要

本文是系列文章的第二篇, 首先分析了 1989 年亚洲夏季风爆发时期青藏高原及邻近地区地表感热通量和大气温度场季节变化的基本特征, 着重讨论了春季高原地表感热加热和亚洲季风爆发的联系, 然后分析了 1980~1989 年 10 a 南海季风爆发的气候学特征。上述工作表明, 在春末初夏过渡季节, 高原上空大气温度变化出现阶段性的跃升, 并同亚洲夏季风阶段性的爆发有很好的对应关系。高原地表感热通量的持续增大导致了对流层高层局地反气旋式扰动环流的出现, 使南亚反气旋北进的过程明显受到高原局地热力环流的调制, 而热带东风急流入口区所产生的强烈的高层辐散, 提供了有利于热带季风对流在南海地区首先爆发的动力学条件。此外, 从 5 月份至 6 月中下旬, 青藏高原、伊朗—阿富汗上空强大暖中心相继建立的结果, 直接导致了热带地区上空大气南北温度梯度的反向依次在南海—孟加拉湾东部和阿拉伯海—印度次大陆由东向西相继建立, 从而决定了亚洲季风建立的过程在不同地区爆发的时间不同。

关键词: 青藏高原, 地表感热通量, 亚洲夏季风爆发。

## 1 引 言

几十年来, 亚洲季风建立和维持的海陆热力因子的研究一直是国内外有关季风研究的一个前沿性的问题。早在 20 世纪 50 年代, 叶笃正等<sup>[1]</sup>(1957) 就发现青藏高原在夏季是大气的热源, 对亚洲季风的建立有着重要的影响。Flohn<sup>[2,3]</sup>(1957, 1968) 指出青藏高原抬升的地表对大气的季节性加热导致了 30°N 以南经向温度梯度的反向, 激发了亚洲季风的爆发。这一结论随后被大量的资料分析工作所补充和证实(如: 罗会邦等<sup>[4]</sup>, 1984; 贺海晏等<sup>[5]</sup>, 1987; N. Endo 等<sup>[6]</sup>, 1994); 斯公旺<sup>[7]</sup>(1994); Li 和 Yanai<sup>[8]</sup>, 1996)。其中, 罗会邦等<sup>[4]</sup>(1984) 和贺海晏等<sup>[5]</sup>(1987) 利用 FGGE 资料, 采用热力学方程倒算热源  $Q_1$  和水汽汇  $Q_2$  的方法, 研究了 1979 年亚洲季风爆发时期青藏高原及外围地区增暖的机制。前者提出了高原上干对流将感热输送到对流层上部导致了高原上层大气增暖的机制, 后者发现高

\* 初稿时间: 1997 年 4 月 22 日; 修改稿时间: 1997 年 9 月 9 日。

资助课题: 国家“八五”攀登 B 项目“TIPEX”和国家自然科学基金项目 49635170、49705061 联合资助。

原外围地区升温的主要原因是下沉运动引起的绝热增温。N. Endo 等<sup>[6]</sup> (1994) 和斯公旺<sup>[7]</sup> (1994) 利用 20 世纪 90 年代高原上空几个气象观测站的实测资料, 发现高原上空大气的迅速升温对应于东亚大气环流的季节突变。Li 和 Yanai<sup>[8]</sup> (1996) 计算了多年平均的  $Q_1$ ,  $Q_2$  的季节变化, 指出青藏高原感热加热是春季高原地区热源(独立于赤道印度洋雨带热源)产生的主要原因, 并导致了春季高原南麓经向温度梯度的反向。

此外, 青藏高原对亚洲夏季风的重要性也被许多的数值试验工作所证实(如: Hahn 和 Manabe<sup>[9]</sup>, 1975; 钱永甫等<sup>[10]</sup>, 1988; 朱抱真<sup>[11]</sup>, 1990; )。其中 Hahn 和 Manabe<sup>[9]</sup> (1975) 采用 GFDL 的十一层全球大气环流模式, 通过对比有无地形的控制实验室的结果, 发现只有在地形的作用下才出现大气环流的季节突变。朱抱真<sup>[11]</sup> (1990) 用一个简单的模式, 也得出了类似的结论。钱永甫等<sup>[10]</sup> (1988) 用一个五层有限区域模式模拟了青藏高原在南亚和东亚季风发展过程中的作用, 表明青藏高原的存在对亚洲季风降水的区域分布有着重要的作用。

上述工作表明亚洲夏季风的建立直接或间接受到青藏高原的热力和动力强迫。但是, 至今为止, 与之相联系的有关季风爆发的动力学的细节仍不清楚, 这种影响的复杂性并未得到深入研究。亚洲季风的建立, 其显著的特征之一就是具有阶段性的由南海到印度半岛自东向西依次建立的特征, 而这种特征产生的热力学背景与青藏高原及邻近地区的热力变化究竟有何联系呢? 其机理如何? 本文将对以上的问题进行初步的讨论。

在本文 2, 3 节, 将给出 1989 年春末初夏青藏高原上空大气温度场和表面感热加热季节变化的特征, 然后, 在 4 节里深入讨论青藏高原及邻近地区地表加热对亚洲季风爆发的影响, 并在第 5 节进一步讨论 1980~1989 年 10 a 南海季风爆发的气候学的特征, 进一步证实个例分析的结果。最后, 在第 6 节中给出结论和讨论。由于在系列文章的第一篇中已介绍了所用资料的情况, 这里将不再赘述。

## 2 春末初夏青藏高原上空大气温度场的变化

图 1 给出了 1989 年 4~6 月青藏高原主体 (27.5~37.5 N, 80~100 E) 各层温度的逐日变化。对 1989 年而言, 从 4 月初至 6 月底, 青藏高原上空 500~200 hPa 温度场有 3 次明显的陡升, 尤以 300 hPa 最明显, 分别发生在 5 月 1 日、5 月 20 日和 6 月 10 日前后, 在近 2~3 d 的时间里温度上升了 5~8 。在本工作的上一篇里, 确定了 1989 年南海季风爆发和印度季风爆发的大致日期分别是 5 月第 4 候和 6 月第 2 候, 同图 1 相比较, 在此期间对应于青藏高原上空大气温度出现突变性的增温。对 1988 年(详见张永生<sup>[13]</sup>, 1995) 的讨论也有类似的结果。因此, 看到高原上空大气温度阶段性的增暖与亚洲夏季风阶段性的爆发有很好的对应关系。

在图 1 中, 100 hPa 上温度场的变化并没有出现陡升, 甚至出现相反的阶段性的下降, 仔细分析其原因, 则主要是由于早春 100 hPa 处于平流层上, 随着对流层顶的抬升, 使得 100 hPa 高度逐渐向对流层回落, 由于平流层的逆温, 使得高原上空 100 hPa 温度随对流层的抬升而降低。由此也说明伴随着对流层大气温度的陡增, 对流层顶也发生明显的抬升。

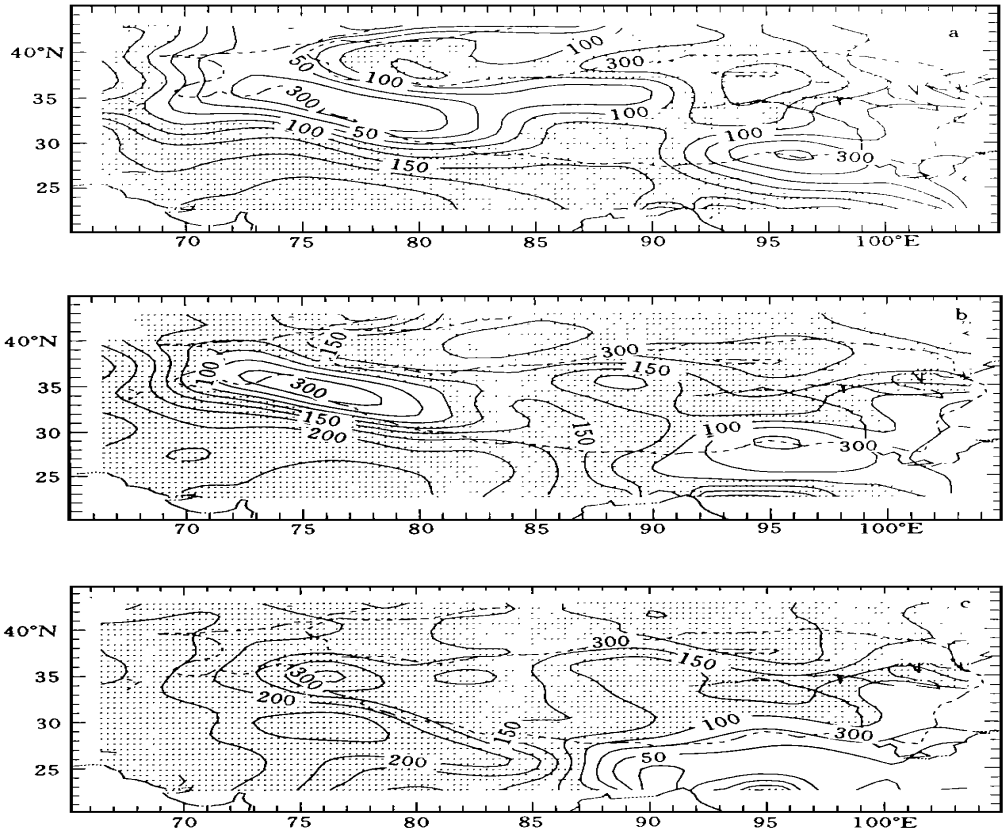


图1 1989年4~6月青藏高原主体(27.5~37.5°N, 80~100°E)上空各层温度的逐日变化  
(各层分别减去了4~6月的平均值)

### 3 春末初夏青藏高原感热加热的特征及作用

图2给出了1989年4~6月青藏高原及邻近地区地表感热通量的月平均分布。图2表明,在4,5月份,青藏高原感热加热的中心主要位于高原东北部地区,中心强度达到 $150 \text{ W/m}^2$ 以上,印度次大陆北部及阿富汗地区,也有地表感热加热的极值中心。到6月份,高原东北部的加热中心北移,高原中、西部地表感热通量显著增大,整个高原地区感热通量在 $100 \text{ W/m}^2$ 以上,西部地区在 $150 \sim 200 \text{ W/m}^2$ 之间。同时我们看到4~6月高原感热加热的低值中心主要位于西部克什米尔地区和高原东南麓,进一步分析表明,前者与积雪覆盖有关,而后者与热带降水相联系。

Li和Yanai(1996)<sup>[8]</sup>利用1979~1992年共14a的气候资料,讨论了青藏高原热源各分量对大气的加热作用,指出:5~6月地表感热加热是青藏高原增暖的主要原因。为进一步估计感热加热的相对重要性,估算了1989年4~6月高原地区逐日地表感热加热对500~200 hPa之间大气的平均加热率:

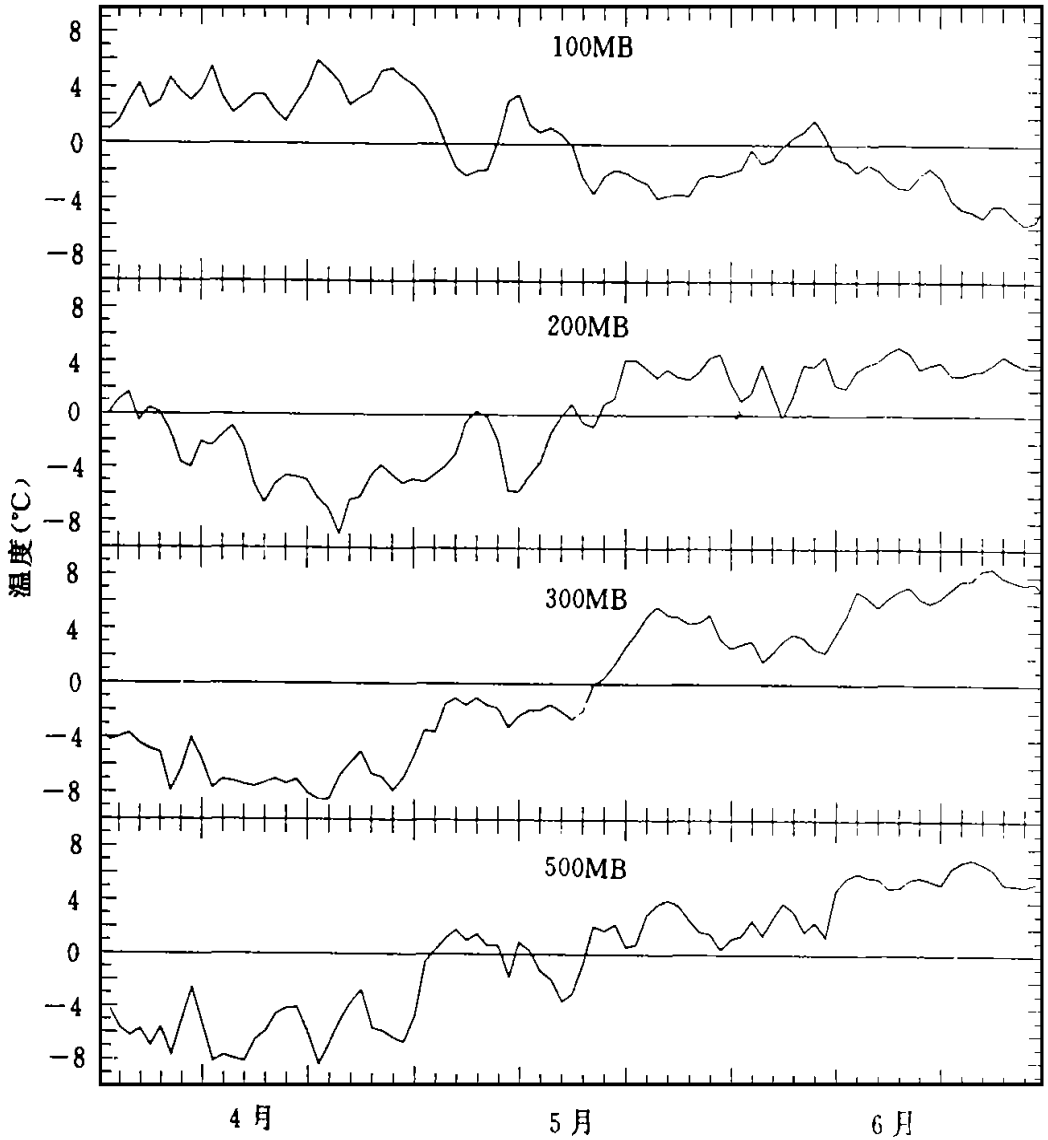


图2 1989年4~6月青藏高原及邻近地区地表感热通量的月平均分布  
(a. 4月; b. 5月; c. 6月。等值线间距为  $25 \text{ W/m}^2$ , 阴影区表示通量值大于  $100 \text{ W/m}^2$ )

$$T_s = \frac{gQ_s}{c_p \int_{500}^{200} dp}$$

其中  $Q_s, g, c_p$  分别为地表感热通量、重力加速度和大气的定压比热; 温度平流的平均加热率:

$$T_v = \frac{\int_{500}^{200} -\mathbf{V} \cdot \nabla T dp}{\int_{500}^{200} dp}$$

此外,还估算了空气柱温度的局地变化:

$$T_0 = \frac{\int_{500}^{200} \frac{\partial T}{\partial p} dp}{\int_{500}^{200} dp}$$

于是给出它们之间的关系:

$$T_0 = T_s + T_v + T_{\text{other}}$$

这里  $T_{\text{other}}$  代表其它物理过程对温度局地变化的贡献。

图 3 给出了 1989 年 4~6 月  $T_s$ ,  $T_v$  和  $T_0$  逐日演变的曲线(单位为  $^{\circ}\text{C}/\text{d}$ )。从图 4 可以看到,在整个过渡季节,青藏高原地表感热加热维持了对整个对流层大气  $3 \sim 4$   $^{\circ}\text{C}/\text{d}$  的持续的加热率,在 5 月 10 日前后加热有一次跃升,从  $3$   $^{\circ}\text{C}/\text{d}$  跃升至  $4$   $^{\circ}\text{C}/\text{d}$ 。在 5 月 20 日以前,温度平流对大气的加热一直维持冷平流,平流项的作用抵消了地表对大气的感热加热,但在 5 月 20~30 日、6 月 10 日后,高原上空出现了暖平流。对比温度的局地变化 ( $T_0$ ),发现在 5 月 15~25 日及 6 月 8~12 日有两次明显的增暖,同图 1 给出的温度陡升是一致的。此外,还看到  $T_0$  的峰值出现早于暖平流的出现,由此说明只有在高原出现增暖之后,才出现了暖平流。

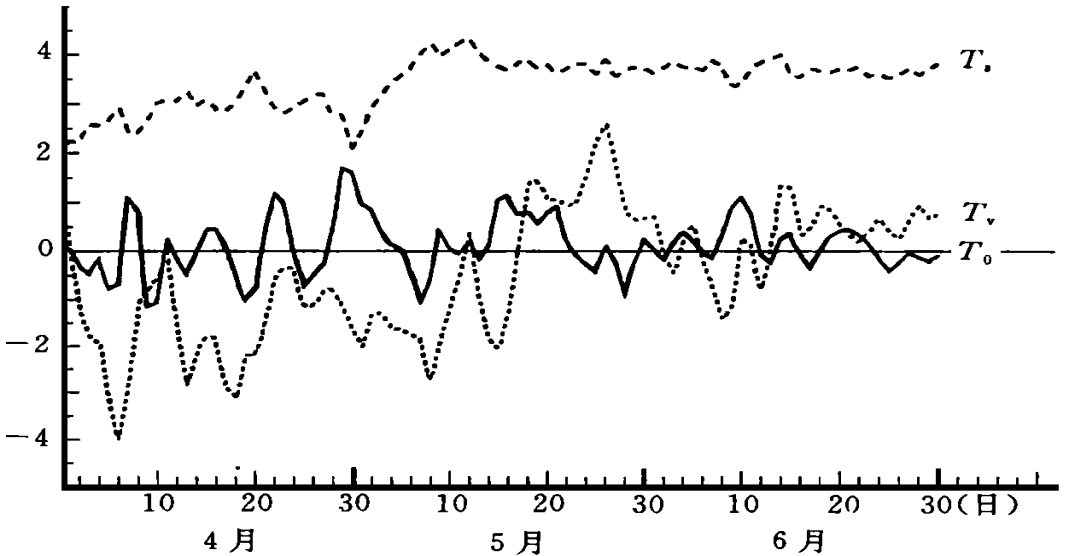


图 3 1989 年 4~6 月青藏高原主体 ( $27.5 \sim 37.5^{\circ}\text{N}$ ,  $80 \sim 100^{\circ}\text{E}$ ) 逐日地表感热加热对 500~200 hPa 之间大气的平均加热率、温度平流的平均加热率和温度的局地变化 (虚线为  $T_s$ , 点线为  $T_v$ , 实线为  $T_0$ 。单位:  $^{\circ}\text{C}/\text{d}$ )

青藏高原地表对大气显著的感热加热,必然引起高原地区上空气柱热力场的变化。在图 4 中给出了高原上空空气柱厚度(200 hPa 与 500 hPa 的位势高度差),温度(以 300

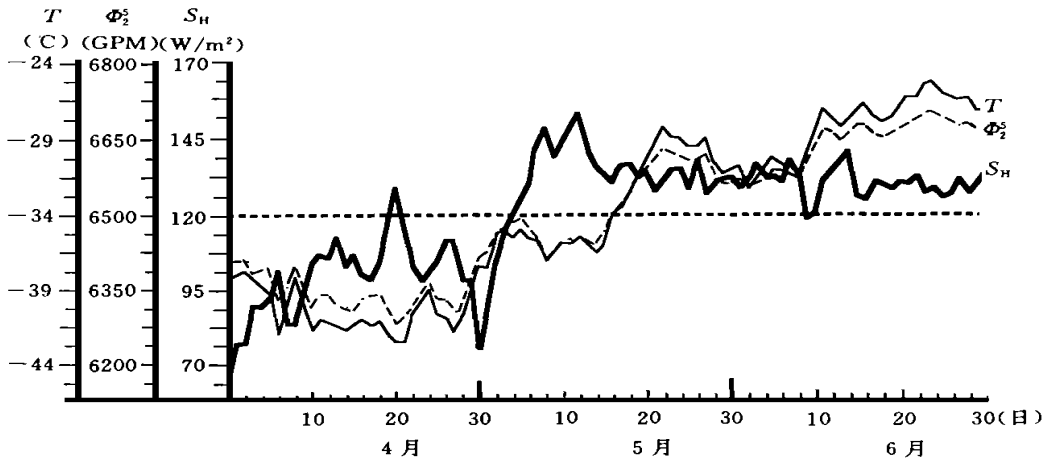


图4 1989年4~6月青藏高原主体300 hPa温度、200 hPa与500 hPa之间的位势高度差和地表感热通量的逐日演变(细实线为温度,单位: ;点虚线为 $\Phi_2^*$ ,单位:gpm.;粗实线为地表感热通量,单位: $W/m^2$ )

hPa 温度为代表)和地表感热通量逐日演变的情况。从图4看到,高原上空空气柱厚度和温度的变化是同步的,具有明显的阶段性跃升,第1次发生在4月28日—5月2日,第2次发生在5月18~22日,第3次发生在6月8~12日。对比感热通量的变化,发现在南海季风爆发前10 d,地表感热通量有1次明显的跃升,从 $100 W/m^2$ 跃升至 $150 W/m^2$ ,并保持到南海季风爆发。

#### 4 1989年青藏高原及邻近地区感热加热对亚洲季风爆发的影响

在本工作上一篇文章里,利用OLR资料、中国366站降水资料仔细分析了1989年亚洲夏季风建立的基本过程,其中,5月1~10日,5月16~25日和6月5~15日3个阶段(定义为 $t_1, t_2$ 和 $t_3$ )分别对应于亚洲夏季风在孟加拉湾东部—中南半岛南部、南海—西太平洋和印度次大陆—阿拉伯海爆发的3个阶段(后两个阶段即对应于南海季风爆发和印度季风爆发),并把它们同季风爆发前期(4月21~30日,定义 $t = t_0$ )相比较。分析了4个时期亚洲季风区地表感热通量 $Q_s(t)$ 和对流层各层温度 $T(t)$ ,风场 $V(t)$ 散度场 $\text{div}(t)$ 等要素场的变化情况,尤其分析了与季风爆发前的差:

$$\Delta A(t_i) = A(t_i) - A(t_0)$$

$A$ 代表 $Q_s, T, V$ 和 $\text{div}$ 等任一物理量, $i = 1, 2, 3$ 。

图5给出了季风爆发时期各阶段高原地表感热通量与季风爆发前的差,即:

$$\Delta Q_s(i) = Q_s(t_i) - Q_s(t_0) \quad (i = 1, 2, 3)$$

从4月21~30日青藏高原及邻近地区地表感热通量的分布看(图略),同4月份平均

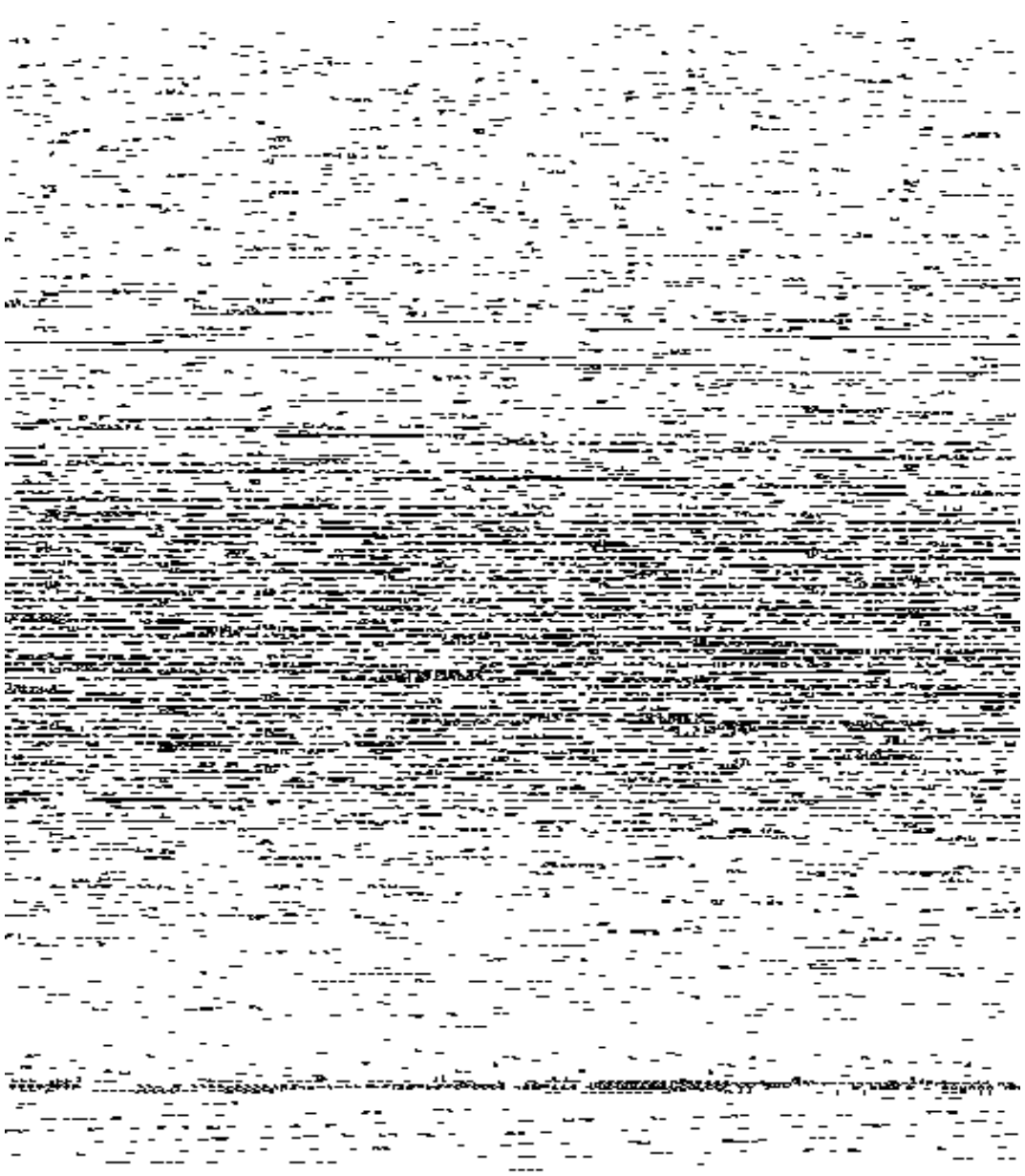


图5 1989年亚洲夏季风爆发各阶段青藏高原及邻近地区地表感热通量与季风爆发前的差( $\Delta Q_s$ )

(a. 5月1~10日平均减去4月21~30日平均;b. 5月16~25日平均减去4月21~30日平均;c. 6月6~15日平均减去4月21~30日平均。等值线间距为 $15 \text{ W/m}^2$ , 阴影表示地形高度大于 $3000 \text{ m}$ 的区域)

的结果(图2a)有很大的相似,整个高原地区地表感热通量基本上大于 $100 \text{ W/m}^2$ ,东北部地区达到 $150 \text{ W/m}^2$ 。图5表明,同季风对流爆发前相比,当南海季风爆发时,在克什米尔

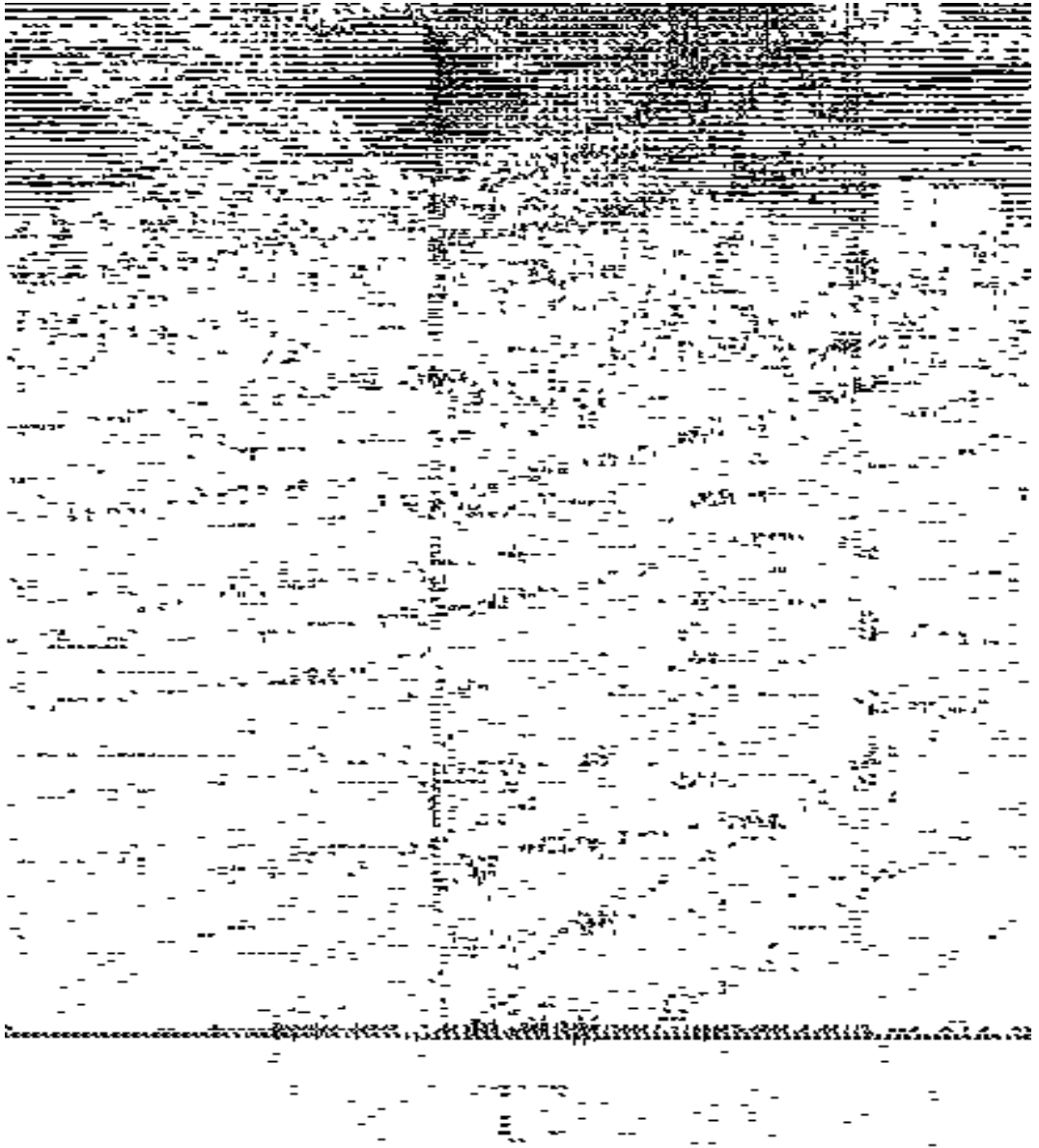


图6 1989年亚洲夏季风爆发各阶段200 hPa

流场、温度场与季风爆发前的差( $\Delta V$ 和 $\Delta T$ )

(a. 5月1~10日平均减去4月21~30日平均; b. 5月16~25日平均减去4月21~30日平均; c. 6月6~15日平均减去4月21~30日平均。虚线等值线表示温度场, 间距为1, 粗虚线代表地形高度为3000m的等值线。浅阴影表示温度变化: a.  $\Delta T = 5$ , b.  $\Delta T = 11$ , c.  $\Delta T = 12$ ; 重阴影表示温度变化: a.  $\Delta T = 5$ , b.  $\Delta T = 11$ , c.  $\Delta T = 12$ )



地区地表感热通量增大值达到了  $60 \text{ W/m}^2$  (图 5b); 当亚洲夏季风出现在印度半岛时, 高原西部地表感热通量的增大变得更加显著, 在帕米尔和克什米尔两个地区达到了  $120 \text{ W/m}^2$  以上, 同时在高原东部也有两个弱的极值中心, 地表感热通量的增量在  $30 \text{ W/m}^2$  左右。

再看相应时期 200 hPa 温度场的变化 ( $\Delta T$ , 图 6 等值线虚线给出)。在亚洲季风爆发的初期 ( $\Delta T(t_1)$ , 图 6a), 高原东部有一个大于 5 的增暖中心, 孟加拉湾北部温度降低; 南海季风爆发时 ( $\Delta T(t_2)$ , 图 6b), 青藏高原上空显著增暖, 中心值达到 10 以上; 印度季风爆发时 ( $\Delta T(t_3)$ , 图 6c), 在高原西部有一个强大的增暖中心, 高原东部也有一个弱的增暖中心, 这一结果与 Murakami 和 Ding<sup>[16]</sup> 的结果是一致的。比较同期  $\Delta Q_s$ ,  $\Delta T$  和  $V$  (图略), 表明增暖中心紧靠感热通量增大中心的下风方。同 Li 和 Yanai (1996)<sup>[8]</sup> 的工作相比, 图 5 和图 6 不仅表明持续性的感热加热是青藏高原上空大气增暖的原因, 同时还进一步揭露了增暖极值中心出现的位置同地表感热通量的变化有着紧密的联系。

感热引起大气温度变化的结果, 必然引起大气流场的变化。在图 6 上, 还给出了 200 hPa 上相应水平风场的差 ( $\Delta V$ )。根据大尺度运动的位势倾向方程(参见文献[12], p88), 可定性推断: 高原上空的增暖所造成的对流层水平温度平流(暖平流)的增大, 加大了对流层中高层至平流层低层之间暖平流的垂直变化, 其结果将有利于对流层上层位势高度增加, 导致反气旋式扰动环流的出现。在图 6 上, 清楚地看到在增暖中心南部等温线密集的地区, 出现了反气旋式扰动环流, 在季风爆发的前两个阶段(图 6a, b), 反气旋式扰动环流位于高原上, 印度季风爆发时(图 6c), 有两个反气旋式扰动环流分别位于高原东部和中国华北平原。

如果考虑 200 hPa 上水平流场从季风建立前  $V(t_0)$  到季风爆发各阶段的变化:

$$\Delta V(t_i) = V(t_i) - V(t_0)$$

这里将  $\Delta V$  分解为包含青藏高原及邻近地区热力作用产生的局地环流的变化(用  $\Delta V_{\text{TB}}(t_i)$  表示)和其它因子引起的行星大尺度大气环流的季节变化(用  $\Delta V_{\text{Sc}}(t_i)$  表示)两部分, 则:

$$\Delta V(t_i) = \Delta V_{\text{TB}}(t_i) + \Delta V_{\text{Sc}}(t_i)$$

图 6 表明, 在青藏高原及邻近地区, 水平环流的变化 ( $\Delta V$ ) 显示出显著的局地环流的特征,  $\Delta V_{\text{TB}}$  在  $\Delta V$  中是主要的; 而在低纬热带地区,  $\Delta V$  呈纬带东风带分布, 表现出明显的行星尺度大气环流的季节性位移, 以  $\Delta V_{\text{Sc}}$  为主。因此, 看到行星尺度大气环流季节性位移  $\Delta V_{\text{Sc}}$  的结果, 使得整个热带东风带增强北进, 西风带减弱北退; 而高原加热激发的局地热力环流 ( $\Delta V_{\text{TB}}$ ) 将导致高原南部地区东风增强、西风减弱, 北部西风增强、东风减弱, 最终有利于东风急流在高原南部的建立及高原北部地区西风急流的北跳。

图 7 给出了  $t_0$  至  $t_3$  4 个时期 200 hPa 上水平流场及东、西风急流的合成分析。在 4 月 21 ~ 30 日, 亚洲季风爆发前(图 7a,  $t = t_0$ ), 印度半岛南端和南海地区维持了两个反气旋式环流, 在加里曼丹岛北部有一支弱的东风急流; 至 5 月 1 ~ 10 日(图 8b,  $t = t_1$ ), 强大的南亚反气旋在孟加拉湾上生成, 中心位于  $15 \text{ N}$ ,  $87.5 \text{ E}$  附近, 沿  $90 \text{ E}$  高空水平风场从槽

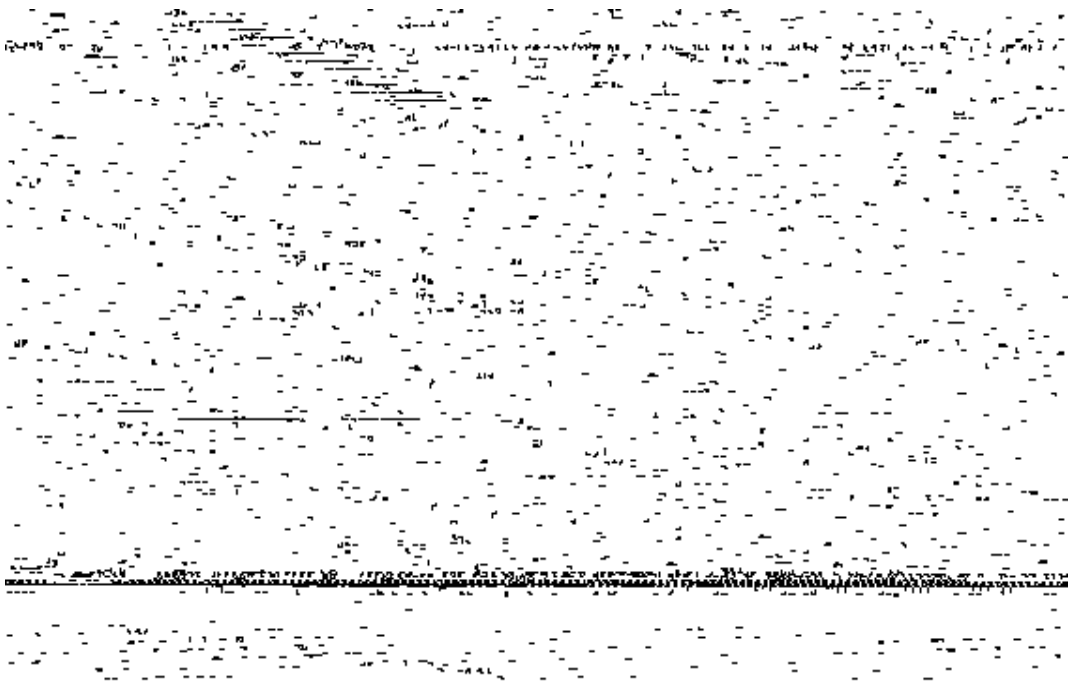


图 7 1989 年亚洲季风建立各阶段 200 hPa 流场和纬向风的演变

(a. 4 月 21 ~ 30 日; b. 5 月 1 ~ 10 日; c. 5 月 16 ~ 25 日; d. 6 月 6 ~ 15 日。

细虚线表示纬向风部分特征等值线, 阴影区表示西风急流区, 风速大于 30 m/s 以上。粗长虚线表示热带东风急流轴线。粗短虚线为 3000 m 地形等高线)

转为脊, 西风急流中心在高原北部产生; 至 5 月 16 ~ 25 日(图 7c,  $t = t_2$ ), 南亚反气旋从孟加拉湾北跳到达卡附近, 南海反气旋东移出南海地区, 在中国南海至苏门答腊岛北部和阿拉伯海东南部地区有两支东风急流; 至 6 月 6 ~ 15 日(图 7d,  $t = t_3$ ), 南亚反气旋中心位于中国云贵高原, 并东伸到中国长江以南的沿海地区, 同时在阿拉伯海—印度半岛北部形成一个高压带。一支热带东风急流位于中南半岛北部, 另一支位于阿拉伯海南部, 且异常强大。对比图 6 和 7, 看到南亚高压的演变及东、西风急流的变化同高原上空局地热力环流的发展是互相配合的。

从以上分析可以看到, 对 1989 年, 在行星尺度大气环流季节变化背景之下, 南亚反气旋的北进明显受到青藏高原局地热力环流( $\Delta V_{sc}$  及  $\Delta T_{sc}$ ) 的调制, 而热带东风急流往往在强大反气旋的南部地区建立。因此, 可以说这种机制对热带东风急流的季节性变化起着重要的作用。而最终导致这种环流变化的热力学成因可以从图 8 上进一步阐明。图 8 给出了  $t_0$  至  $t_3$  4 个时期 200 hPa 温度场和 OLR 场的合成分析。图 8 表明, 在 4 月 21 ~ 30 日, 亚洲季风爆发前(图 8a,  $t = t_0$ ), 200 hPa 暖中心位于孟加拉湾北部沿岸; 至 5 月 1 ~ 10 日(图 8b,  $t = t_1$ ), 暖中心跳到中国云贵高原上; 至 5 月 16 ~ 25 日(图 8c,  $t = t_2$ ), 200 hPa 暖中心从中国云贵高原北跳到青藏高原西部 35°N, 80°E 附近。从图 8 上, 可以看到的一个重要的现象就是东风急流在南海地区的建立及南海季风的爆发同该地区 200 hPa 上南北

温度梯度的反向是紧密联系的,而这种温度梯度的反向是由于暖中心在青藏高原上空建立的结果。南海季风爆发后,随着暖中心在青藏高原西部—阿富汗—伊朗高原上空的建立(图8d),南北温度梯度的反向在印度次大陆上进一步加剧,印度季风爆发。

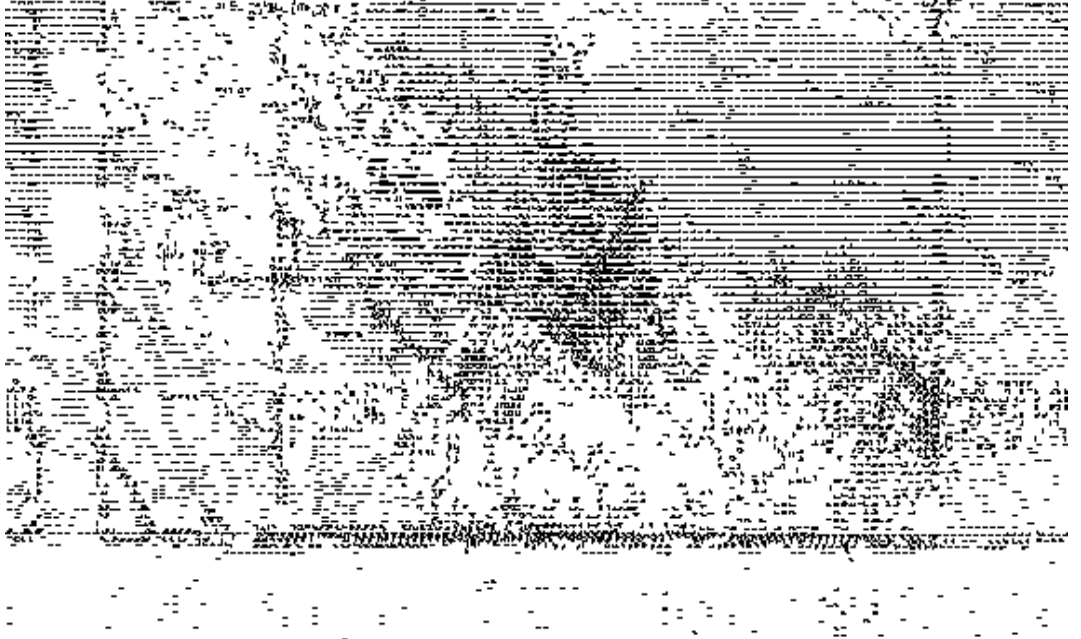


图8 1989年亚洲季风建立各阶段200 hPa温度场和热带(25°N以南)OLR场的演变

(a. 4月21~30日; b. 5月1~10日, c. 5月16~25日; d. 6月6~15日。  
细实线表示温度等值线, 间距为0.5。细虚线及阴影由浅到深表示  
OLR值小于240, 220, 200, 180 ( $\text{W}/\text{m}^2$ )。粗短虚线为3000 m地形等高线)

图8还表明, 当南海季风爆发时( $t = t_2$ ), 在强烈的对流活动于孟加拉湾—南海地区建立的同时, 在沿中南半岛南部—苏门答腊岛北部, 有一支沿东北—西南走向的东风急流(图7c)。散度计算表明(图略)在这支东风急流的入口区, 有一个强度大于 $8 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 的辐散中心。当印度季风爆发时, 南海地区的东风急流北移到中南半岛北部地区, 而在阿拉伯海南部有一支异常强大的东风急流。与这支东风急流相联系, 在阿拉伯海东部—孟加拉湾西部有显著的高空辐散。因此, 印度季风爆发时(图8d)OLR低值中心出现在阿拉伯海东部—孟加拉湾西部地区。

综上所述, 对1989年的个例分析表明, 在南海季风爆发时, 孟加拉湾东部—南海地区温度梯度的反向主要与强大的暖中心在青藏高原的建立相联系, 印度季风爆发时, 阿拉伯海—印度次大陆上温度梯度的反向还与伊朗—阿富汗上空暖中心的建立有关。同时, 我们还看到这种热力变化的结果将有利于南亚反气旋向高原逼近及热带东风急流在反气旋东南部得到加强, 提供了有利于季风对流爆发的条件。此外, 在整个过渡季节, 由于对流层温

度梯度的反向是由孟加拉湾东部—南海地区到阿拉伯海—印度次大陆由东向西依次建立,则决定了亚洲季风建立的过程在总体上具有西传的特征。上述结论还得到了1988年个例分析结果(详见张永生<sup>[13]</sup>,1995)的支持。

## 5 1980~1989年南海季风爆发时期亚洲季风区热力场演变的气候学分析

根据对1988,1989年南海季风爆发时期对流层850 hPa,500 hPa和200 hPa大气环流演变的详尽分析(张永生<sup>[13]</sup>,1995),确定了南海季风爆发时期对流层各层典型的流型,然后利用逐日实况天气图及根据《气象》逐年刊出的中国5,6月降水情况,确定了1980~1989年各年南海季风爆发的大致日期(表略),结果与叶谦等(1995,私人交流)用OLR资料和Chen L-X等<sup>[14]</sup>(1996)用TBB资料分析得出的爆发日期较为一致。然后把逐年南海季风爆发所在的候定义为“0”候,季风爆发前或后的候序数用“-”或“+”表示,如“-1”、“+1”分别代季风爆发前、后第一候,以此类推。最后将ECMWF提供的客观分析资料(1980~1989)对某一要素按相同序号进行平均合成。本节主要讨论与本文有关的部分事实。

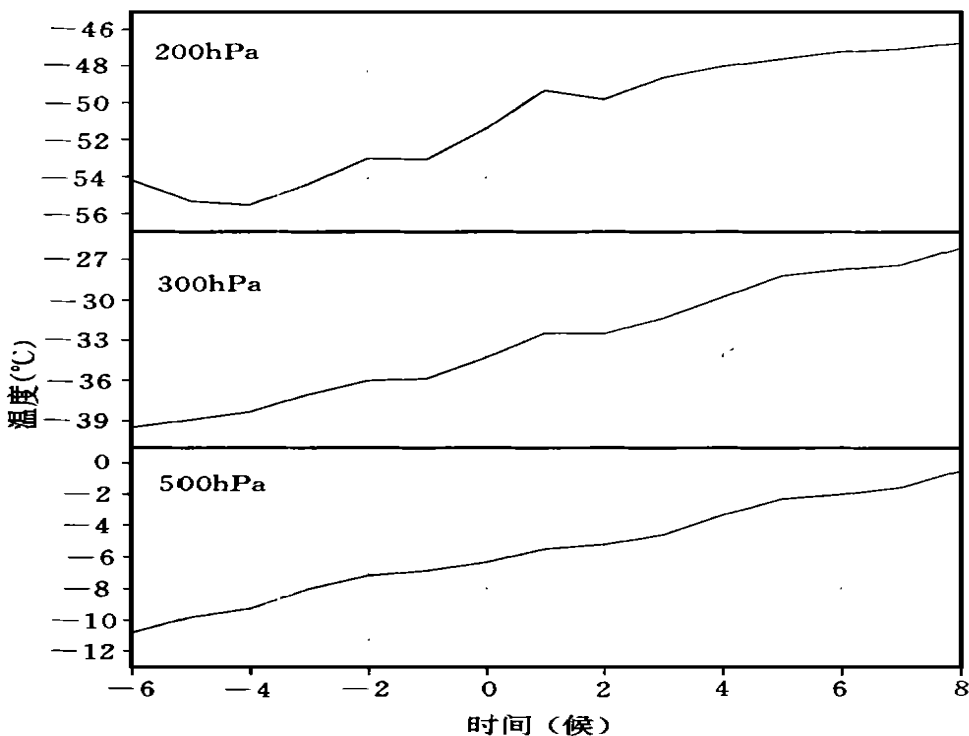


图9 1980~1989年南海季风爆发时期青藏高原主体  
(27.5~37.5 N, 80~100 E)上空各层温度的逐候变化  
(“0”候表示南海季风爆发)

图9给出了南海季风爆发前第6候至爆发后第8候青藏高原主体(27.5~37.5 N, 80~100 E)上空对流层各层温度的变化。图9表明在南海季风爆发时期,对流层中、

上层大气温度明显陡升, 200 hPa 上尤其明显, '0' 候的温度的局地变化率达到了  $2 / \text{候}$ , 即从 -1 候的  $-53$  上升到 +1 候的  $-49$ 。同样在 300 hPa 上, 在 '0' 候处曲线的变化率也是最大的。由此看来, 青藏高原对流层上层大气的突然增暖与南海季风爆发在时间上有很好的对应关系。这种联系在 200 hPa 暖中心和南亚反气旋中心的北移过程中(图 10)也表现得非常清楚。图 10 表明, 南海季风爆发时( $t = 0$  候), 暖中心从 25°N 附近跳上高原的南端。从暖中心向青藏高原逼进的整个过程来讲, 南海季风爆发时期暖中心北跳的纬距也是最大的。同暖中心的北跳相对应, 南亚高压从 -1 候到 +1 候北跳的纬距也很显著。

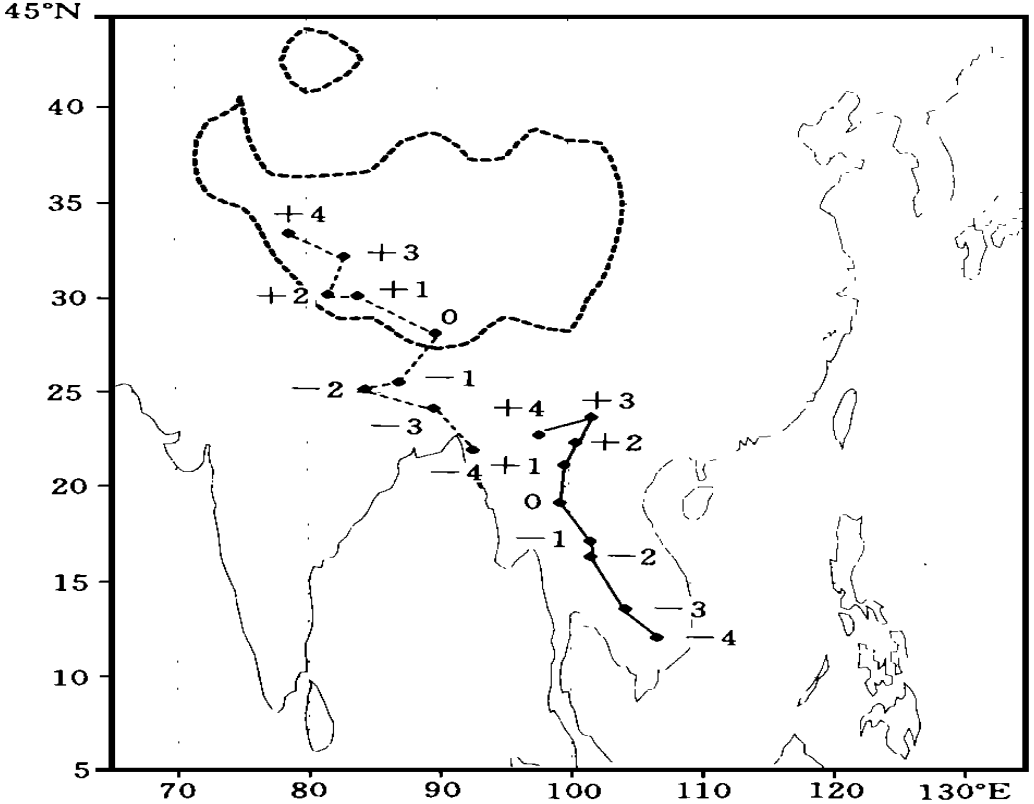


图 10 1980 ~ 1989 年南海季风爆发时期 200 hPa 暖中心位置(细虚线连接)和反气旋中心位置(粗实线连接)的演变  
(粗短虚线为 3000 m 地形等高线)

为进一步说明温度场变化的情况, 在图 11 上给出了几个典型候的 500 hPa 温度的分布。从图 11 看, 南海季风爆发前(图 11a), 有 3 个独立的暖中心分别位于孟加拉湾、阿拉伯海南部和青藏高原; 南海季风爆发时(图 11b), 在南海北部另外出现了一个暖中心; 至季风爆发后第三候(图 11c), 孟加拉湾及南海北部的暖中心消失, 只有两个暖舌从高原延伸到这些地区附近; 到南海季风爆发后第 6 候(图 11d), 阿拉伯海上的暖中心亦减弱消失, 变成一个暖舌, 而青藏高原则始终维持着一个稳定的暖中心。参照刘霞等<sup>[15]</sup>(1998, 图 2)利用 OLR 多年资料(1926 ~ 1993)分析的结果, 发现图 11 上阿拉伯海、孟加拉湾和南海

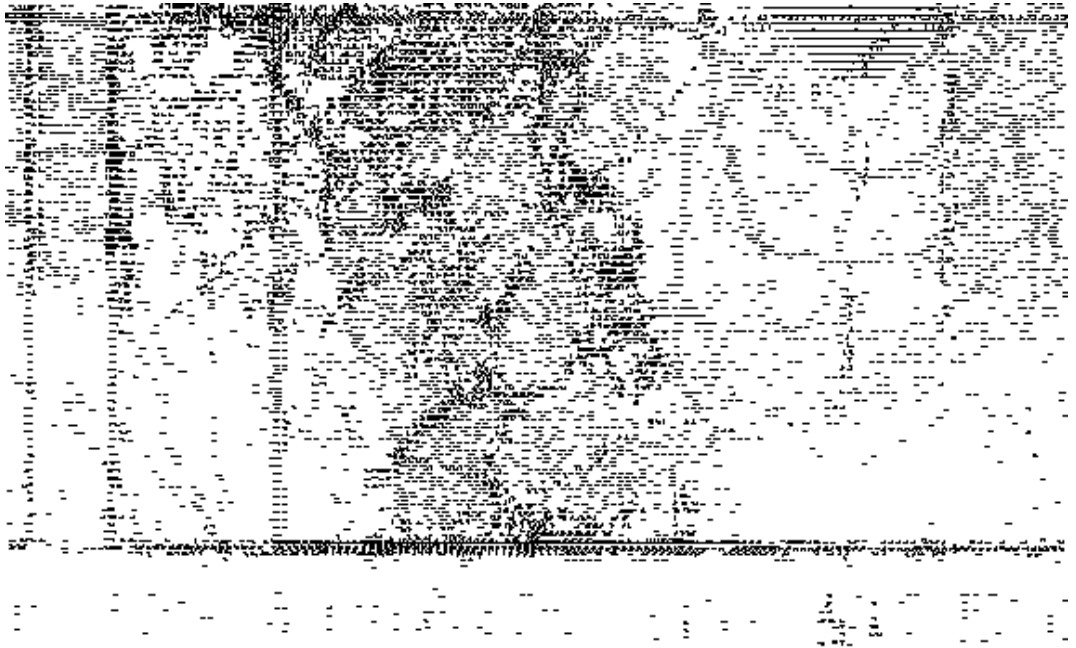


图 11 1980 ~ 1989 年南海季风爆发时期 500 hPa 温度场的演变  
(a. “- 3”候;b. “0”候;c. “+ 3”候;d. “+ 6”候。等值线间距为 0.5。阴影由浅到深表示温度值大于 - 4、- 2 和 0( )。粗短虚线为 3000 m 地形等高线)

北部的暖中心并非对应于 OLR 的低值中心, 也就说这些暖中心的形成不全是凝结潜热释放的结果。Li 和 Yanai<sup>[8]</sup> (1996) 的研究也指出, 在热带地区由于大部分的凝结潜热往往被用来补偿上升运动所造成的绝热冷却, 只有小部分用于加热大气, 而青藏高原地表持续稳定的感热加热则是青藏高原稳定暖中心维持的原因。从图 11 上, 看到热带地区南高北低的温度梯度首先在孟加拉湾东部及中南半岛地区被破坏(图 11b), 并首先出现南北温度梯度的反向(图 11c), 印度次大陆及阿拉伯海地区温度梯度的反向要落后于这一地区(图 11d)。值得注意的是, 南北温度梯度的反向同青藏高原上空稳定的暖中心的维持是密切相联的, 由此可见高原热力状况的季节变化对亚洲夏季风进程的影响是不能忽视的。

图 12a 给出了南海季风活跃时期(+ 1 候) 200 hPa 温度和风场与季风爆发前(- 1 候) 的差。与 1989 年的结果相似, 图 12a 表明南海季风爆发时, 青藏高原及邻近地区发生显著的增暖, 在高原南北温度反向最大的南部地区, 出现了一个水平反气旋式扰动环流。因此, 季风区高层大气环流的季节变化表现出显著的局地性特征, 其结果有利于南亚反气旋沿中南半岛向青藏高原的推进。图 12b 是南海季风爆发时(0 候) 200 hPa 流场分布和纬向风等值线分析。此时南亚反气旋位于 20°N 附近的位置, 一支很强的东风急流位于南海中部地区, 即南亚反气旋东南部地区。在南海南部和中部有显著的东风辐散(图略), 并激发了这一地区的上升运动, 引起了热带对流活动的爆发性发展(OLR 的演变参见文献[15], 图 2)。

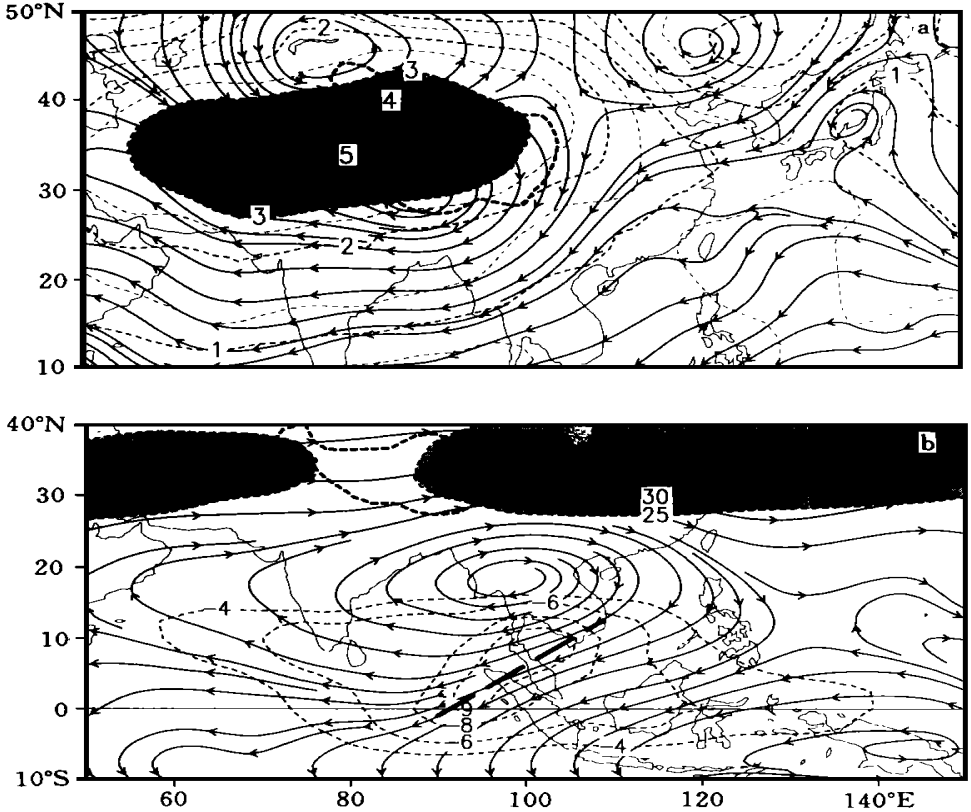


图 12 1980~1989 年南海季风活跃时期(“+1”候)200 hPa 温度场和风场与季风爆发前(“-1”候)的差(a)和南海季风爆发时(“0”候)200 hPa 流场和纬向风分布(b) (a. 虚线表示温度等值线, 间距为 0.5 $^{\circ}\text{C}$ , 阴影由浅到深表示温度变化大于 3、4 和 5 $^{\circ}\text{C}$ )。粗短虚线为 3000 m 地形等高线。b. 细虚线表示纬向风部分特征等值线, 阴影区表示西风急流区, 风速大于 25 m/s 以上。粗长虚线表示热带东风急流轴线)

因此, 上述分析表明无论是前面 1989 年的个例分析还是多年气候学特征分析, 其结果是一致的, 均表明青藏高原的抬升加热, 是南海季风爆发时期对流层上层增暖的主要原因, 其结果使得高层行星尺度大气环流的季节变化带有明显的局地性特征, 是导致亚洲夏季季风建立呈阶段性和区域性变化的一个重要因子。

## 6 结论和讨论

本文着重分析了 1989 年亚洲夏季季风爆发时期青藏高原及邻近地区热力场变化的基本特征及其与大气环流季节变化的联系, 讨论了高原感热加热和行星尺度大气环流季节性位移影响亚洲季风爆发的物理过程, 然后利用 10 a 资料分析了南海季风爆发时期

大气环流和温度场变化的气候学特征,进一步检验了个例分析得出的结果,上述研究表明:

(1)在春末初夏过渡季节,青藏高原上空对流层大气温度发生显著的阶段性的跃升,而且这种温度的阶段性跃升同南海季风和印度季风的相继爆发在时间上有很好的对应关系。此外,无论是个例分析还是1980~1989年气候学分析均表明在南海季风爆发时,亚洲季风区200 hPa暖中心从南亚移到了青藏高原上空。

(2)对1989年而言,过渡季节青藏高原地表感热加热维持了对整个对流层大气3~4/d的加热率。分析亚洲季风爆发前后青藏高原地区地表感热通量和对流层气温度的变化,发现高原上地表感热通量的显著增加,是西部增暖中心出现的主要原因。

(3)无论是个例分析还是气候学分析均表明,亚洲季风爆发时期,由于青藏高原上空的显著增暖,导致了对流层高层局地反气旋式扰动环流的出现,使南亚反气旋北推的过程明显受到高原局地热力环流的调制,而产生于反气旋东南部的热带东风急流所产生的强烈的高层辐散,可能提供了有利于热带季风对流爆发的条件。

因此,青藏高原及邻近地区的热力作用可能是决定亚洲季风爆发呈阶段性和区域性变化的一个重要因子。

由于本文旨在分析青藏高原的热力作用影响亚洲夏季风爆发的基本的物理机理,部分结论的得出跨越了给出更为细致的动力学分析。尽管如此,这里认为考虑热源加热与大气环流相互作用的复杂性是很有意义的。但是,由于亚洲季风的建立和维持是多种热力因子相互作用及大气内部非线性运动的结果,如果考虑更多的因子的作用,本文的结论也可能被适当修改。因此,本文虽然着重指出了青藏高原地表感热加热在影响季风爆发的阶段性和区域性特征方面的重要性,但就亚洲季风爆发的热力条件来讲,许多问题还有待于深入研究。

致谢:本工作自始至终得到了叶笃正先生的悉心指导,在此谨向叶先生表示深深的谢意和敬意。

## 参考文献

- 1 叶笃正,罗四维,朱抱真. 西藏高原及其附近流场结构和对流层大气的热量平衡. 气象学报, 1957, 41(1): 43~55
- 2 Flohn H. Large-scale aspects of the "summer monsoon" in South and East Asia. J Meteor Soc Japan (75th Ann. Vol.), 1957, 35: 180~186
- 3 Flohn H. Contributions to meteorology of the Tibetan highlands. Atmos Sci Page No. 130, 1968, Colorado State University, 120pp
- 4 Luo H B and Yanai M. The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. Part I: Heat and moisture budgets. Mon Wea Rev, 1984, 112: 966~989
- 5 He H, Mcginnis J W and Song Z, et al. Onset of the Asian monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau. Mon Wea Rev, 1987, 115: 1966~1995
- 6 Endo N, Ueno K and Yasunari T. Seasonal changes of the troposphere in the early summer of 1993 over central Tibet observed in the Tannugula mountains. Bull Glac Rev, 1994, 12: 25~30
- 7 Si Gong-Wang, et al. The early summer seasonal change of large-scale circulation over East Asia and its relation to change of the frontal features and frontal rainfall environment during 1991 summer. Adv Atmos Sci, 1995, 12: 151~176
- 8 Li C F and Yanai M. The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea



- thermal contrast. *J. Climate*, 1996, 9: 358– 375
- 9 Hahn D G and Manabe S. The role of mountains in the south Asian monsoon circulation. *J Atmos Sci*, 1975, 32: 1515– 1541
- 10 钱永甫, 颜宏, 王谦谦等. 行星大气中地形作用的数值研究. 北京: 科学出版社, 1988. 217
- 11 朱抱真. 青藏高原对我国大尺度水旱形成的作用. *旱涝气候研究进展*, 北京: 气象出版社, 1990, 5 ~ 59
- 12 朱乾根, 林锦瑞和寿绍文编著. *天气学原理和方法*. 北京: 气象出版社, 1981. 914pp
- 13 张永生. 关于亚洲夏季风爆发和北半球大气环流季节突变的物理机理的研究: 学位论文]. 北京: 中国科学院大气物理研究所, 1995. 156pp
- 14 Chen L and Song Y. The Characteristics of large scale convective system variation during the onset and prevailing periods of summer monsoon over the South China Sea and its relation to the air-sea interaction, part 1. In: IAP, SAS, ed. *From Atmosphere Circulation to Global Change*. Beijing: Chinese Meteor Press, 1996. 314– 328
- 15 刘霞, 谢安, 叶谦. 南海夏季风爆发的气候特征. *热带气象学报*, 1998, 14( 1): 28 ~ 37
- 16 Murakami and Ding Yihui. *J Meteor Soc. Japan*, 1982, 60: 183– 196

## DIAGNOSTIC INVESTIGATIONS ON THE MECHANISM OF THE ONSET OF ASIAN SUMMER MONSOON AND ABRUPT SEASONAL TRANSITIONS OVER THE NORTHERN HEMISPHERE PART: THE ROLE OF SURFACE SENSIBLE HEATING OVER TIBETAN PLATEAU AND SURROUNDING REGIONS

Zhang Yongshen Wu Guoxiong

*(Laboratory of Numerical Modelling Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics, P. O. Box 2718, Beijing, 100080)*

### Abstract

This is the second part of a series of study on the possible physical mechanism towards the onset of the Asian summer monsoon. In this paper, including a case study of 1989 and climatological analyses of 1980– 1989, special attention was paid to investigation of the temporal and spatial evolutions of the air temperature, general circulation and surface sensible heat flux from late spring to early summer over the Asian monsoon regions. The role of surface sensible heating over the Tibetan Plateau and surrounding areas was emphasised. It is shown that, during the transitional season the two abrupt increases of the air temperature over the Tibetan Plateau coincide well with the sequential onset of the Asian summer monsoon over South China Sea and the Indian Subcontinent, respectively. The intense warming due to sensible heating over Tibetan Plateau

directly gives rise to a relatively strong disturbance of local anti-cyclone at the high levels of the troposphere, and such regime greatly modulate the evolutions of the South Asia High and easterly jet over the northern tropics. It was shown that the strong divergence which appears in the entrance of the easterly jets plays a role in triggering the onset of intense convections. Moreover, it was found that the temporal and spatial evolutions of the tropic easterly jets were greatly affected by the reversals of the meridional temperature gradient on the southern sides of the Tibetan Plateau and the Afghanistan-Iran region, where the warming centres developed in a spatial sequence from east to west.

**Key words:** Tibetan Plateau, Sensible heating, Onset of the Asian summer monsoon.

## 《气象学报》进入 SA 等检索系统

当前最具有权威性的国际 6 大检索系统有: SCI, EI, CA, SA, 苏联文摘杂志和日本科技文献速报。根据中国科技论文与分析数据库(CSTPC) 1998 年 10 月提供的“期刊检索报告”得知, 中国气象学会主办的《气象学报》中文版被英国的《科学文摘》(SA) 和日本科技文献速报两大检索系统收录。