

青藏高原的热力和机械强迫作用 以及亚洲季风的爆发^{*}

II. 爆发时间

吴国雄 张永生

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

摘 要 本研究的第 I 部分用资料分析证明, 由于青藏高原的热力强迫和动力强迫, 1989 年亚洲季风首先在孟加拉湾 (BOB) 东岸爆发, 接着才有南海 (SCS) 季风爆发和印度季风爆发。在亚洲季风爆发的这三个阶段中, 每阶段都伴有高原上空气柱的急速升温。本文是第 I 部分的继续。它指出: 高原上空气柱的每一次急速升温都与中高纬度源于地中海上空、频率为 2~3 周的低频 (TTO) 暖脊东传到高原上空相联系。季风爆发的每一阶段都伴有从南半球向北传播的、频率为 30~60 天的低频 (MJO) 散度扰动和从热带西太平洋向西传播的、频率为 2~3 周的低频 (TTO) 散度扰动。当这些低频扰动的暖位相和上升位相在所定义的“东亚季风区” (EAMA) 锁相时, 亚洲季风阶段性爆发出。大气低频振荡的有利位相在 EAMA 区的锁相因而是亚洲季风各阶段爆发时间的决定因子。

关键词 2~3周振频振荡 30~60天低频振荡 东亚季风区 锁相

1 引言

在本文的第 I 部分^[1]我们强调了青藏高原对亚洲季风爆发的地点的影响。指出在其热力和动力作用下, 1989 年亚洲季风首先在 5 月初于孟加拉湾 (BOB) 东岸发生, 接着在 5 月 20 日和 6 月 10 日前后分别有南海 (SCS) 和印度季风爆发。在高原的热力作用中, 表面感热加热起着决定性的作用。但是当我们研究季风爆发的时间时, 问题就更复杂了。青藏高原对大气的感热加热在春分以前就已经到达 100 W m^{-2} 以上, 比季风的爆发早出现得多。直接把高原感热与季风爆发时间联系起来的机制显然并不清楚。我们曾指出, 在亚洲季风爆发前期, 平流作用是使高原上空大气降温; 暖温度脊位于高原东部及以东地区。在季风爆发前数天, 平流作用突然变号, 与表面感热加热一起使高原上空大气猛烈增温; 暖温度脊向高原移动。这表明, 在研究季风的爆发时间时, 还应注意大气环流的特征和结构的调整。

Krishnamurti 等^[2]在研究印度季风时发现, 其爆发是由一称为“爆发低涡”所激发的。陈泰然和张智北^[3]也发现, 东亚季风的爆发与孟加拉湾上空对流层低层的“季风低压”的发生、发展和移动相联系。人们还注意到, 大气的 30~60 天的低频振荡^[4,5] (简

1997-05-22 收到, 1998-03-20 收到修改稿

^{*} 本研究得到国家自然科学基金重点项目 49635170 及项目 49823002 和国家科委攀登 B 项目“青藏高原地-气物理过程及其对全球气候和中国灾害性天气影响的观测和理论研究”的联合支持

称 MJO) 和 2~3 周低频振荡 (TTO) 是调控季风活动的重要机制。在 70 年代, Murakami^[6]、Krishnamurti 和 Bhalme^[7]、Yasunari^[8]等发现与印度季风相联系的云量、降水、风及表面气压的变化均具有 15 天左右的周期。其实陶诗言^[9]在研究东亚季风时就找到了这种 TTO。后来 Yasunari^[10]在研究卫星资料时发现, 在亚洲季风期间, 大尺度的 MJO 和 TTO 在整个亚洲季风区都存在; 它们从赤道向中纬度传播, 调制着亚洲季风的增强和暂时中断。Krishnamurti 等^[11~14]也发现向北传播的散度场的 MJO, 指出它们在季风爆发期达到最大强度。Murakami 等^[15]通过对向外长波辐射 (OLR) 的历史资料进行谐波分析, 并与澳亚季风区季风爆发的谐波进行比较后发现, 在决定亚洲季风的爆发和撤退的因子中, 低频振荡比季节变化重要得多。Nakazawa^[16]利用气候平均的逐日资料表明, 在亚洲夏季风期间, 印度洋和西太平洋的对流活动的间歇性增强具有 30~60 天的周期, 呈现着显著的季节锁相。最近, Chen 等^[17]研究了 1979 年的南海季风活动, 指出在 SCS 季风爆发时, 有 MJO 型的季风槽和周期为 12~24 天的表面季风低压进入该地区。所有这些研究同样提醒我们, 在研究季风的爆发时间时, 除了研究高原的影响, 还必须注意大气中不同频率的运动。

在本部分的研究中, 我们将使用在文献[1]中提到的观测资料对 1989 年亚洲季风的爆发时间进行分析。在第 2 节中, 我们从高原上空的热状况的变化规律去追溯影响季风区温度变化的中高纬度 TTO 低频系统的来源。第 3 节主要分析引起季风爆发时季风区大气大范围上升的 MJO 低频振荡的来源。第 4 节集中分析来自西太平洋的触发季风爆发的 TTO 状况。第 5 节综合研究各种低频振荡有利位相在亚洲季风区的锁相和季风爆发的联系。若干讨论和结论在第 6 节给出。

2 高原上空气柱的升温和中高纬温度场的 2~3 周振荡

在第 I 部分的研究中已证明, 高原的表面感热加热和高原上空气柱的升温能加速高原周围低层大气向高原的辐合, 加强热带暖湿气流的北上, 这是季风动力学中的一个关键问题。为考察高原上空大气温度的逐日演变, 我们选取高原主体所在范围 (80~100°E, 27.5~37.5°N), 计算其在 1989 年 4 月 1 日至 6 月 30 日期间各气压层上的逐日平均温度, 以及逐日温度与该期间平均温度的偏差。这种偏差温度在 300 hPa 上的演变已由文献[1]中图 4 给出。其在 500 hPa 及 200 hPa 上的演变与 300 hPa 上的相似。在该转换季节, 对流层各层温度上升, 平流层低层温度下降, 表明高原上空对流层顶逐渐上升。注意到高原上空对流顶层气温的上升并非是均匀的。由文献[1]中图 4 可见存在 3 个气温急速增长的阶段: 5 月初、5 月 14~21 日以及 6 月 10 日前后。它们各对应着 BOB、SCS 和印度季风的爆发, 两次急速增温之间的间隔为 2~3 周。据此我们选用一个 15~25 天的低频滤波器, 对上述高原上空的 200 hPa 平均温度进行带通滤波, 其结果如图 1 所示。它一般与未经滤波的演变 (参见文献[1]图 4) 同相, 三个阶段温度急升的特征也十分清楚。图中字母“A”到“H”表示其演变的各个关键位相。

为了解每一关键位相的温度分布, 我们利用 ECMWF 提供的 1989 年 1 月至 7 月的 200 hPa 温度的格点资料, 对每一格点的温度时间序列用相同的滤波器进行滤波。然后把与图 1 中每一关键位相对应时刻的、经滤波的温度场绘制出来, 呈现在图 2 中。从

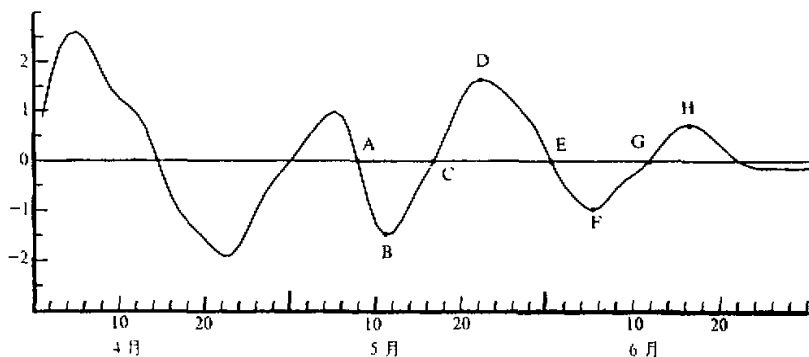


图1 1989年4月1日到6月30日青藏高原地区(80°~100°E, 27.5°~37.5°N)上空200 hPa

逐日温度演变的滤波曲线, 所用资料已经过15~25天的带通滤波

纵坐标为偏差温度(单位: °C), 字母“A”到“H”分别表示低频振荡的不同位相

图2中可以看到下述重要特征:

(1) 振幅大于1.0°C的200 hPa温度的TTO主要出现在热带外地区。在热带只出现在C位相的西太平洋地区及D位相的SCS地区。前者可能与TTO α 的传播伸展有关。后者可能部分由于TTO暖位相的到达, 部分由于局地强降水的凝结热释放。这是因为在D位相时, 8903台风正入侵SCS地区, 且SCS季风爆发; 而这类 δ -函数式的加热是可以分解为不同频率的诸波的。

(2) 东亚季风爆发前, 热带90°E以东地区的温度变化与高原上空的温度变化同相, 当高原上200 hPa温度的TTO从低温相B上升至高温相D时, 热带90°E以东地区上对流层的温度也上升。

(3) 在SCS季风爆发期间(位相D)位于高原和华北上空的暖温度脊可追溯到欧洲的源地。在位相A, 当引起BOB季风爆发的TTO α (参见图1、2)离开高原东去时, 另一个暖中心 β 在地中海上空形成。该暖脊以每天4个经度的速度向东-东南方向移动, 从位相B开始, 高原及西太平洋上空气温开始回升, 从位相C到D, 该暖脊入侵高原上空, SCS季风爆发也随之发生。

(4) 在位相H, 与印度季风爆发相联系的高原上空的暖脊 γ 也可追溯到欧洲的源地。在位相E时, 地中海上空的暖脊 γ 也以与系统 β 相似的途径和速度传播到高原上空。

简言之, 春季对流层上空温度场的TTO低频振荡主要盛行在热带外地区。当位于地中海上空的TTO暖温度脊发展东移到达高原地区时, 便产生了有利于亚洲季风爆发的背景温度场。

3 热带散度场北传的30~60天振荡

图3下半部给出了沿85°E到95°E平均的200 hPa水平风散度随纬度和时间演变的

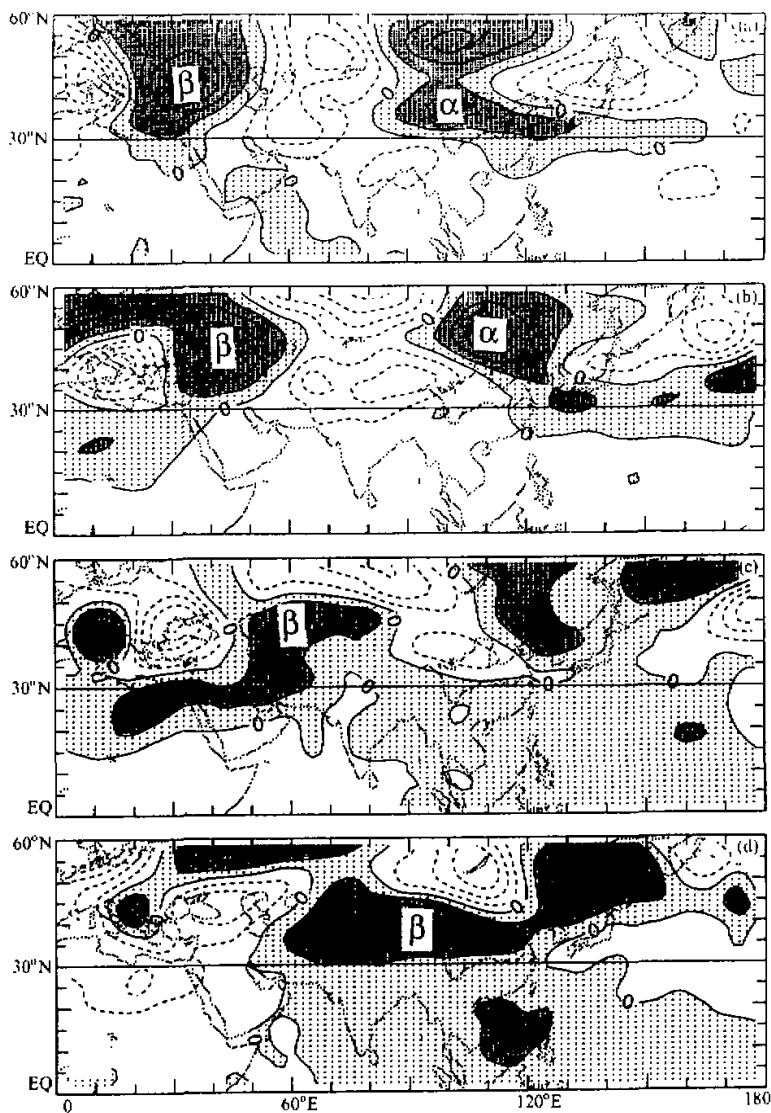


图2 在图1所示的低频振荡的不同位相处经15~25天带通滤波的200 hPa温度场的空间分布
等值线间隔为1°C; 阴影区为暖距平; 重阴影区表示大于1°C的暖距平
(a) 5月7日; (b) 5月14日; (c) 5月17日; (d) 5月22日

Hovemuller图。在4月初、5月初和6月初, 南半球热带分别有三个主要的辐散中心发展。后两个辐散中心有850 hPa的低层辐合中心配合(图略)。这些中心以每天1.2到1.5纬距的速度向北半球传播。由于后两个中心以低空辐合、高空辐散为特征, 还由

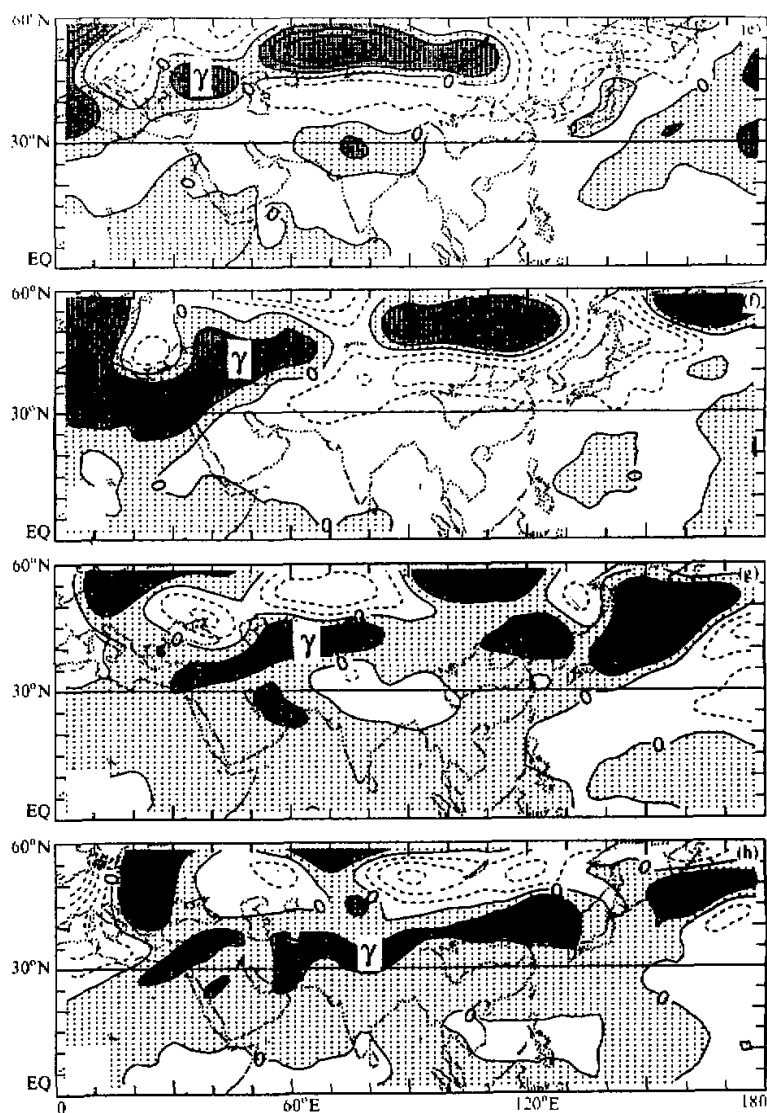


图 2 (续) 在图 1 所示的低频振荡的不同位相处经 15~25 天带通滤波的 200 hPa 温度场的空间分布
等值线间隔为 1°C ; 阴影区为暖距平; 重阴影区表示大于 1°C 的暖距平
(e) 5 月 30 日; (f) 6 月 4 日; (g) 6 月 11 日; (h) 6 月 15 日

于其所到之处为偏南风, 为强对流和暴雨的发展提供有利条件, 它们可定义为 MJO 的上升位相。系统 MJO_b 的上升位相于 5 月上旬到达安德曼海, 对应于 BOB 季风爆发。如文献[1]所述, BOB 季风爆发为 SCS 季风爆发提供了有利的环流条件。当 MJO_b 到达

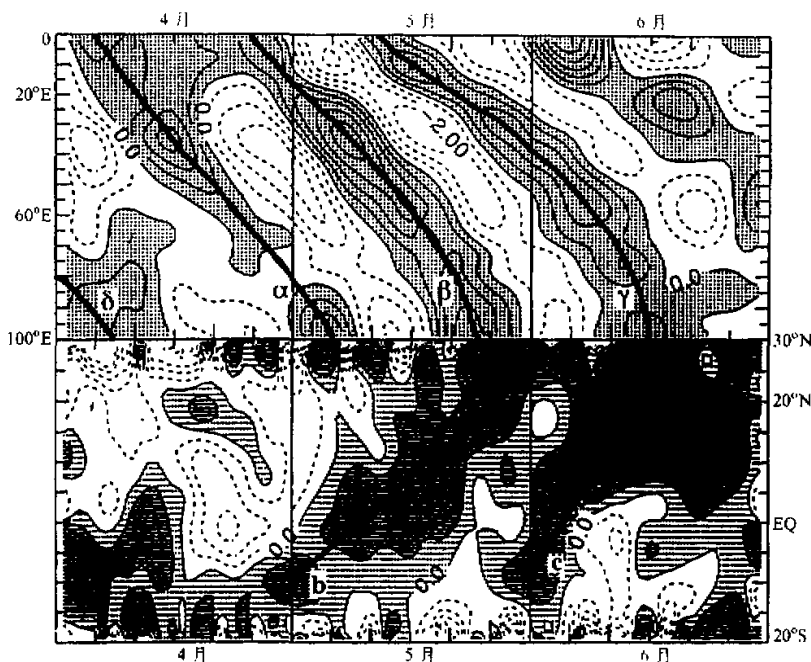


图3 1989年转换季节中经15~25天带滤波的200 hPa湿度场沿图5所示的 $\overline{AB}$ 线段的传播(上半部,等值线间隔 1°C);以及85~95°E平均的200 hPa散度场沿图5所示的 $\overline{CD}$ 线段的传播(下半部,阴影区为辐散,等值线间隔为 $2.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$)

图5所定义的“东亚季风区(EAMA)”的南边界(10°N)时,SCS季风爆发于是出现。图3清楚表明,5月中旬SCS的季风爆发以及6月上旬南亚季风的爆发均与北传的MJO的上升位相到达 $10^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 纬带相对应。

4 西太平洋散度场西传的2~3周振荡

图4右半部描写了沿 $10^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 平均的200 hPa水平风散度随经度和时间演变的Hovemuller图。850 hPa上相应的图与之相似但符号相反(图略)。从5月到6月,西太平洋上空有4个强辐散中心(a到d)发展并西移,呈现着2~3周振荡(TTO)的特征。从天气图上可以确定,TTOb和TTOc分别对应着8903(T3)和8905(T5)号台风。在5月20日左右,TTOb西传到达SCS地区并加强,与东亚季风爆发时间吻合。TTOc以每天3.5经度的速度西传,于6月10日左右到达孟加拉湾东岸上空,此时正好为南亚季风爆发。重要的一点是这些尺度较小的对流层上层的强辐散中心,均有低层的强辐合中心相对应。其所到之处因而有强上升运动和暴雨发展。因此,这种TTO扰动到达SCS地区时,起着触发SCS季风爆发的作用。

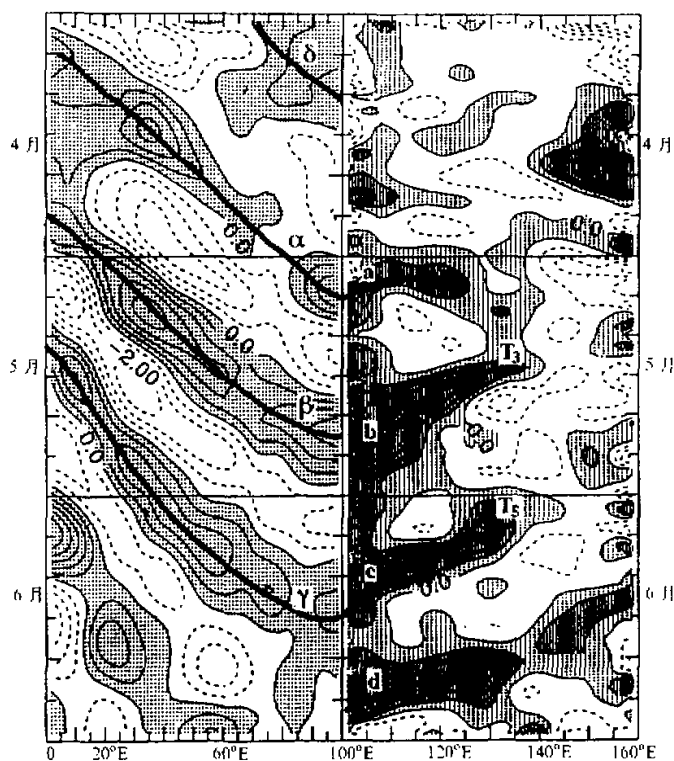


图4 左半部与图3的上半部相同, 右半部为沿 $10^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 纬带平均的
200 hPa 散度场沿图5所示的EF线段的传播
等值线间隔为 $2.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。阴影区表示辐散; T3和T5分别表示8903和8905号台风

5 低频振荡的锁相和季风爆发

为探讨上述各种低频振荡如何影响亚洲季风的爆发, 我们选取如图5所示的由 $85^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 以及 $10^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 的四边形区域进行分析。青藏高原的东部、南海和孟加拉湾的主要部分均位于该区域中。BOB季风爆发和SCS季风爆发均发生在该区域内。它可以被认为是东亚季风爆发很敏感的区域, 并定义为“东亚季风区域”(EAMA)。线段 $\overline{AB}$ 、 $\overline{CD}$ 和 $\overline{EF}$ 分别对应着前述各低频振荡的传播途径, 它们被选来说明各种低频振荡如何从北面、南面和东面影响该季风区域。我们没有观测到显著的低频振荡自西面进入该区。这可能是由于一方面西边界的北侧被高原阻挡; 另一方面其南侧在东亚季风爆发前期位于阿拉伯海表面反气旋的下风方向。

图3由两部分组成。上半部代表对流层上部温度场的TTO沿着A(0°E , 45°N)到B(100°E , 37.5°N)剖面(见图5)如图2所示的西北-东南向的传播特征。下半部

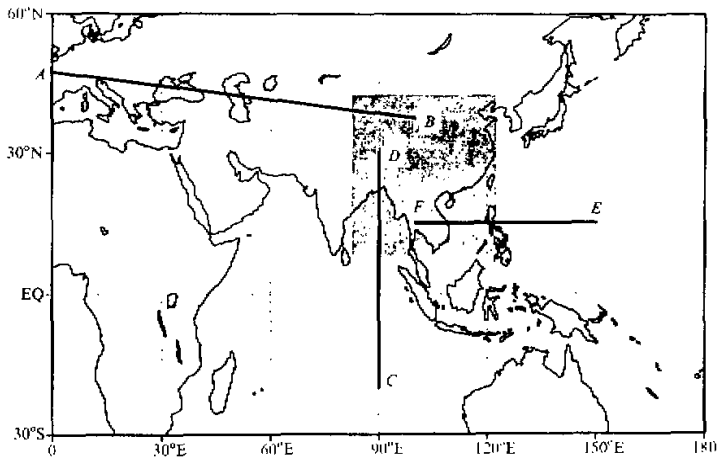


图5 东亚季风区(EAMA)的定义

图中线段 AB、CD 和 EF 分别表示不同低频振荡的传播路径, 详见图3和图4

代表着在 85°E 到 95°E 范围内平均的 200 hPa 散度风的 MJO 向北传播的特征。从 4 月到 6 月中高纬温度场的 TTO 存在四次暖涌。每一次都从欧洲向东-东南方向传播达青藏高原地区, 造成高原地区上空气柱的迅速增温 (见文献[1]图 4)。尽管高原东部的增暖有利于 EAMA 区低空气流向高原汇合, 然而在 4 月初第一次到达高原的 TTO 没有南来的 MJO 上升位相配合, 10°N 到 30°N 的范围内盛行下沉运动, 因此没有季风爆发出现。而第二次、第三次和第四次的高原升温均与北传的 MJO 的上升位相抵达 EAMA 区的南边界 (10°N) 锁相配合。它们共同为大范围强对流降水的发生提供有利条件。BOB、SCS 和南亚季风爆发从而相继发生。

图 4 的左半部与图 3 的上半部相同。右半部代表着从 10°N 到 20°N 平均的 200 hPa 散度场沿图 5 所示的从 E (160°E) 到 F (100°E) 的西传特征。在 5 月上旬, 当东传的 200 hPa 的暖位相 TTO α 从北面进入 EAMA 区 (图 4 的左半部) 以及北传的 200 hPa 的上升位相 MJO α 从南面进入 EAMA 区 (图 3 的下半部) 时, 西传的上升相 TTO α 刚好到达中印半岛 (图 4 右半部), 此时正是 BOB 季风爆发的时间。图 4 还表明, TTO β 和 TTO γ 具有很强的上层辐散 ($\sim 10^{-5}\text{S}^{-1}$)。从图 3 和图 4 可以清楚看到, 5 月中旬和 6 月上旬从西太平洋西传到达 EAMA 区的 TTO 上升相刚好与北传到达 EAMA 区的 MJO 和东-东南传播到达 EAMA 区的中纬 TTO 同位相。也就是说, 所有这些低频振荡的有利位相同时传入 EAMA 区域, 它们在 EAMA 区域共同起作用, 引起强对流暴雨及偏南风在广大范围内猛烈发展。季风爆发因之发生。据此可以得出结论, 1989 年亚洲季风在各区域爆发的时间是由各种低频振荡的有利位相从不同方向传播到 EAMA 区域发生锁相的时间所决定的。

6 讨论和结论

尽管青藏高原的表面感热加热是决定亚洲季风爆发地点的一个决定性因素, 但是这一加热较为恒定。从 4 月到 6 月, 它以每天 $2\sim 4^{\circ}\text{C}$ 的速率加热上空大气, 变幅很小, 因此不可能是控制季风爆发、暂寂或增强减弱的决定性因素。相反, 大气环流自身的低频变化阶段分明。当这些低频变化使高原上空大气处于暖位相, EAMA 区大气处于上升位相时, 外来的扰动可轻易地激发南风加强, 对流降水发展, 季风由之或爆发或增强。本文的研究证明, 亚洲季风的爆发就是在各种低频振荡的有利位相在 EAMA 锁相的状况下发生的。当源于欧洲的中纬高层大气温度场 2~3 周低频振荡的暖位相东传到达高原上空, 同时又有来自南半球的热带散度风 30~60 天振荡的上升位相进入 EAMA 区, 则大范围的偏南风发展和大气翻转上升的背景条件已经具备。当源于西太平洋的大气散度场的 2~3 周振荡的强对流上升位相到达 EAMA 区时, 即可触发强对流暴雨过程, 亚洲季风爆发从而出现。

这里还有两个问题需要深入讨论。其一是 2~3 周振荡和 30~60 天振荡的周期相差很大, 为何两者能发生同相迭加? 仔细分析图 3 发现, 源于南半球的 MJO 在北传过程中下沉位相不断减弱缩短, 上升位相不断加强延长。在进入 EAMA 区后, 上升位相持续, MJO 主要表现为强度的变化。这为 MJO 与 TTO 在 EAMA 锁相提供了背景条件。但 MJO 的上升位相为什么会在 EAMA 区持续? 这与 EAMA 区中的陆-气、海-气相互作用等过程肯定有关。具体的机制尚待深入研究。第二个问题是低频振荡在 EAMA 区的锁相为什么与南亚季风爆发有这么好的对应关系? 一种可能的解释是南海季风爆发后, 高原南侧南亚高压建立, 季风区的南支西风已向北撤到高原北侧。这时阿拉伯海和南亚低空已处于槽的东部, 高空位于南亚高压西南部的辐散流场中。当中纬高层的 TTO 的暖位相传播到高原上空时 (图 2g、h), 高原气柱的增暖将有利于南亚地区槽前偏南气流的发展; 而 MJO 的上升位相在孟加拉湾的发展也利于与索马里跨赤道气流相联系的、南亚地区低空偏西气流的加强 (见文献[1]图 7), 从而为南亚季风爆发创造条件。这种分析也有待于用气候模式模拟进行检验。

我们还对 1988 年的季风爆发进行了类似的计算, 结果与上述结论一致, 将另文发表。即便如此, 上述结论还只局限于个例分析所获, 只能认为是初步的, 还有待于更多研究的检验。而且还有许多动力机制问题本文尚未涉及, 例如, 南半球散度场的 MJO 是如何发展起来的? 它是否只是一种热带现象, 还是与南半球中纬度的动力过程有关? 陶诗言等^[18]曾对 1979 年 5 月到 7 月南半球中纬度高层纬向风分量以及 25°S 和 45°S 之间的对流层温差进行低频分析, 发现除了显著的 TTO 外, 在 $100\sim 120^{\circ}\text{E}$ 之间还存在 MJO。不过这种南半球中纬度的 MJO 与亚洲季风的联系如何还不得而知。另一不解的问题是 MJO 是受什么机制所驱动向北传入亚洲季风区的。是受从冬半球指向夏半球的大气低层哈得莱支所驱动, 还是受海陆热力对比所驱动? 实际上还有许多我们没有想到的问题。为了进一步了解季风动力学, 我们必须把季风这一特殊现象置于海-陆-气的耦合系统中, 通过研究各子系统的相互作用去认识其新的特征及有关机制。

致谢: 叶笃正先生用其对高原研究所积累的多年经验指导了本研究的深入进行, 作者在此表示感谢。

参 考 文 献

- 1 吴国雄, 张永生, 1998, 青藏高原的热力和机械强迫作用以及亚洲季风的爆发 I. 爆发地点, 大气科学, 22(6), 825~838.
- 2 Krishnamurti, T. N., P. Ardanuy, Y. Ramanathan and R. Pasch, 1981, On the onset vortex of the summer monsoon, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 344~363.
- 3 Chen, G. T. J. and C. P. Chang, 1980, The structure and vorticity budget of an early summer monsoon trough (Mei-yu) over southern China and Japan, *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 942~953.
- 4 Madden, R. A. and P. R. Julian, 1971, detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702~708.
- 5 Madden, R. A. and P. R. Julian, 1972, Description of global scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period, *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109~1123.
- 6 Murakami, M., 1976, Analysis of summer monsoon fluctuations over India, *J. Meteor. Soc. Japan*, **54**, 15~32.
- 7 Krishnamurti, T. N. and H. N. Bhalme, 1976, Oscillation of the monsoon system, Part I: Observational aspects, *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1937~1953.
- 8 Yasunari, T., 1979, Cloudiness fluctuations associated with the Northern Hemisphere summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, **57**, 227~242.
- 9 陶诗言, 朱福康, 吴天祺, 1963, 夏季中国大陆邻近海面副热带高压活动的天气研究, 中国夏季副热带天气系统若干问题的研究, 北京: 科学出版社, 106~123.
- 10 Yasunari, T., 1984, A quasi-stationary appearance of 30-40 day period in the cloudiness fluctuations during the summer monsoon over India, *J. Meteor. Soc. Japan*, **58**, 225~229.
- 11 Krishnamurti, T. N. and D. Subrahmanyam, 1982, The 30 to 50 day mode at 850 mb during MONEX, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2088~2095.
- 12 Krishnamurti, T. N., P. K. Jayakar, J. Sheng, N. Surgi and A. Kumar, 1985, Divergent circulation on the 30 to 50 day time scale, *J. Atmos. Sci.*, **42**, 364~375.
- 13 Lorenc, A. C., 1984, The evolution of the planetary-scale 200 mb divergence during the FGGE year, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **110**, 427~441.
- 14 Chen, T. C., 1987, 30-50 day oscillation of 200 mb temperature and 850 mb height during the 1979 northern summer, *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1588~1605.
- 15 Murakami, T., L.-X. Chen and A. Xie, 1986, Relationship among seasonal cycles, low-frequency oscillations, and transient disturbances as revealed from outgoing long wave radiation data, *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1456~1465.
- 16 Nakazawa, T., 1992, Seasonal phase lock of intra seasonal variation during the Asian summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 597~611.
- 17 Chen, T. C. and J. M. Chen, 1995, An observational study of the South China Sea monsoon during the 1979, summer: onset and life cycle, *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1295~1231.
- 18 陶诗言, 何诗秀, 杨祖芳, 1983, 1979年季风试验期间东亚地区夏季风爆发时期的观测研究, 大气科学, 7(4), 347~355.

Thermal and Mechanical Forcing of the Tibetan Plateau and Asian Monsoon Onset. Part II: Timing of the Onset

Wu Guoxiong and Zhang Yongsheng

(State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Abstract In Part I of this study, analysed data were employed to prove that due to the thermal as well as mechanical forcings of the Tibetan Plateau, the 1989 Asian monsoon onset appeared firstly over the eastern coast of the Bay of Bengal (BOB), then the South China Sea (SCS) and Indian monsoon onsets followed consequently. During each of these three stages of the Asian monsoon onset, the air temperature over the plateau region presents a rapid increase. This part, the continuation of Part I, shows that each of these three rapid increases in temperature is associated with the arrival at the plateau region of the warm phase of the two- to three-week low frequency mode (TTO) of the upper tropospheric temperature originated from the Mediterranean Sea and propagating east-southeastwards. Each of the onset stage is also accompanied by the arrival in the East Asian Monsoon Area (EAMA) of the rising phase of the 30~60 day northward propagating oscillation (MJO) of wind divergence from the Southern Hemisphere and of the westward propagating TTO of wind divergence from the western tropical Pacific. It is therefore concluded that the phase locking of the warm or rising phases of there different types of low frequency oscillation in the EAMA is the determinant factor in controlling the timing of Asian monsoon onset.

Key words two- to three-week oscillation 30~60 day oscillation East Asian monsoon area phase locking