

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: I 季风爆发的阶段性特征*

张永生 吴国雄

(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(LASG), 北京, 100080)

摘 要

该工作将亚洲季风区作为一个复杂的海-陆-气耦合系统, 来深入考察季风区海-气、陆-气相互作用的基本事实和物理过程, 探讨它们在决定亚洲季风爆发及北半球行星尺度大气环流的季节突变的物理机理。本文是系列文章的第一篇, 着重研究亚洲夏季风爆发的区域性和阶段性特征, 以及过渡季节热带、副热带地区海-气、陆-气相互作用的基本事实, 初步分析了它们之间的联系。研究表明, 热带季风对流于 4 月底到 5 月初越过赤道进入北半球, 首先出现在孟加拉湾东部—中南半岛西南部地区, 然后于 5 月中旬和 6 月上旬末分别出现在南海和印度半岛地区, 呈阶段性爆发的特征。季风对流在孟加拉湾东部—中南半岛西南部地区爆发阶段, 在大气环流变化和对流活动中心位置出现区别于南海季风和印度季风爆发的特征。通过对地表感热通量和海表潜热通量的分析, 表明热带海洋上海表感热通量甚小于海表潜热通量, 南海季风爆发时期印度洋上海表潜热通量显著增大, 印度季风爆发后海表潜热通量的高值中心在孟加拉湾和阿拉伯海上建立起来。印度洋上低层增强的过赤道气流引起的强烈的海-气相互作用导致海表水汽的大量蒸发, 并通过其输送作用, 为季风对流的爆发提供了充足的水汽来源。过渡季节在副热带地区(沿 27.5~37.5 N 纬带上), 青藏高原和西太平洋上地(海)表感热通量和潜热通量均有迅速的季节变化性, 但趋势相反。当青藏高原上地表感热通量和潜热通量呈阶段性的显著加大, 西太平洋上海表感热通量和潜热通量迅速减小。这种大陆和海洋对大气加热的显著的季节化的差异, 影响着大气环流的季节转变。

关键词: 亚洲季风爆发, 季节突变, 海(陆)-气相互作用。

1 引 言

中国位于世界上著名的亚洲季风区, 有关季风的研究一直是中国气象学家重视的问题。其中, 对冬季风和夏季风相互转换暨季节突变问题的研究, 尤其倍受中国气象学家的关注。研究表明在北半球过渡季节, 亚洲夏(冬)季风的爆发或撤退以及大气环流的季节循环过程对中国的天气气候产生强烈的影响。在过渡季节里, 伴随着亚洲季风的爆发或撤

* 初稿时间: 1997 年 1 月 13 日; 修改稿时间: 1997 年 7 月 14 日。

资助课题: 国家自然科学基金重点项目“副热带高压带的变异机理”(49635170)和国家自然科学基金面上项目“海陆表面物理交换对亚洲季风建立影响的诊断和数值研究”(49705061)联合资助。

退,北半球大气环流发生明显的季节突变(如:叶笃正、陶诗言和李麦村^[1](1958);曾庆存等^[2,3](1988,1992);HE H.等^[4](1987);王晓春^[5,6](1988,1994);斯公旺等^[7](1995)),同时东亚雨带呈阶段性的北跳或南撤,进而决定了亚洲地区降水的季节循环和年际变率(如:Tao和Chen^[8](1987);陈隆勋等^[9](1991);黄荣辉等^[10](1992);李伟平^[11](1996)。最近,越来越多的新的事实表明(Yasunari^[12,13](1990,1991);Webster和Yang^[14](1992)),亚洲季风系统及其年际变率不仅影响季风区天气气候的变化,而且在热带气候系统(如EN-SO)异常演变的过程中扮演着重要的角色。其中,北半球春末初夏过渡季节对确定其后的季节演变和热带海-陆-气耦合系统的年际变率起着重要作用。

在北半球春末初夏过渡季节,大气环流季节突变和亚洲夏季风爆发是两个既有区别而又相互联系的重要现象。叶笃正、陶诗言和李麦村^[1](1958)提出了北半球大气环流的“六月突变”现象,明确了大气环流的双元性(冬季型和夏季型)及转换的突然性,并指出了与印度季风爆发的联系。近年来,亚洲夏季风爆发的区域性和阶段性特征逐渐被人们所揭示(陶诗言等^[15](1983);He H.等^[4](1987);王晓春^[5](1988);陈隆勋等^[9](1991);黄真和陶诗言^[16](1992);南海季风试验科学工作组^[11](1995);Chen和Song^[17](1995)),研究表明热带季风对流的爆发要早于中纬度大气环流的季节突变,但上述工作均表明:北半球夏季对流层大气环流活动中心建立的突变过程与热带地区亚洲夏季风建立的爆发性出现有着紧密的联系。

基于北半球春末初夏过渡季节亚洲季风爆发及北半球行星尺度大气环流的季节突变在中长期天气预报和短期气候预测中的重要性,本工作试图进一步考察亚洲季风区海-陆气候耦合系统的复杂性及其对季节突变的作用,即探讨季风区海-气、陆-气相互作用的基本事实及物理过程,以及它们在决定季风及行星尺度大气环流的季节突变发生的机理。

现有研究表明,亚洲季风大体上可分为南亚季风(又称为印度季风)和东亚季风。前者主要盛行于印度、阿拉伯海、孟加拉湾和印度次大陆,后者主要盛行于东亚、东南亚东部及西太平洋。其中,盛行于南海及西太平洋西部的东亚季风又称之为南海季风。许多研究者对亚洲季风爆发及季节突变现象做了大量的工作,由于每个研究者的出发点不同,研究的侧重点也不一样。国外许多工作研究了热带大气季内振荡与亚洲季风爆发的联系,但相对成熟的工作(如:Yasunari^[18](1980);Lorenc^[19](1984);Krishnamauti等^[20,21](1980,1985);Chen T C等^[22,23](1988,1995))多见于针对印度季风;人们对青藏高原热力状况做了大量的研究(如:Flohn^[24,25](1957,1968);叶笃正等^[26,27](1979,1988);Nitta^[28](1983);Luo和Yanail^[29](1984);Yanai等^[30,31](1990,1994)),但更多的工作见于对热源性质的研究,高原热源加热和大气运动的相互作用有待深入讨论。近年来中高纬大气环流在季风爆发的作用受到关注(Chang和Chen^[32](1994)),但中高纬大气环流与热带季风环流相互作用的细节和动力学过程仍需深入研究。关键的问题还在于全面系统地综合各种物理过程和因子的研究并未见做过。亚洲季风作为一个具有全球性特征的海陆气耦合系统,其外界强迫(地形、海陆热力差异和太阳辐射)和内部大气的自由振荡(10~20 d,30~60 d周期)是系统地联系在一起,探讨某一方面的启动因子固然必要,但如果考虑到海陆热力作用和大气反馈的复杂性、更大范围的多尺度系统非线性作用的复杂性等因素,单一启动因子的研究是不够的。只有系统地全面地研究过这些物理过程及其之间的相互作用,才可能更可

靠地揭示亚洲夏季风爆发和北半球季节突变的物理机理, 为此, 在工作中将讨论以下的问题:

(1) 在海陆气耦合系统中考察亚洲夏季风爆发及季节突变的物理过程, 哪些特征及因子是基本的、起决定作用的?

(2) 春末初夏热带地区海-气相互作用的状况如何? 对季风突变起何作用?

(3) 春末初夏青藏高原及邻近地区对大气的加热状况如何影响行星尺度大气环流的季节变动? 热源加热和大气运动的相互作用在季节突变中的作用如何?

(4) 亚洲季风爆发为何具有明显的阶段性特征? 北半球行星尺度大气环流的季节突变是否也表现出阶段性的特征? 准周期的季内振荡与局地条件的相互作用在季节突变中扮演着什么样的角色?

(5) 亚洲季风爆发时期, 中高纬大气环流对热带季风环流有何影响? 中高纬和热带大气环流的相互作用如何形成有利于季节突变的大型环流形势?

本文主要是给出基本的物理事实, 并讨论(1)、(2)两个问题, 在随后的两篇文章里, 将分别讨论(3)、(4)和(5)问题。

2 资料和处理

在本文的工作中, 采用了欧洲中期天气预报中心(ECMWF)提供的 TOGA 补充数据集和客观分析资料, NOAA 大气射出长波辐射(OLR)资料及中国 336 站逐旬降水资料。ECMWF/TOGA 补充数据集是欧洲中心中期预报模式短期(6 h)预报产品, 包括附加的地表风应力, 地表潜热通量、地表感热通量和净辐射数据。在欧洲中期天气预报中心(ECMWF), 这个预报产品是作为 ECMWF 同化系统分析的初值来使用的。本文所用资料时间长度包括 1988 年 1 月 1 日-1989 年 12 月 31 日每日两个时次, 即 0UTC 和 12UTC, 每个时次的要素是过去 6 h 的积累总量。资料按全球网格排列, 经纬网格距约为 $1.125^\circ \times 1.125^\circ$; 由于地表感热通量和地表潜热通量的日变化非常大, 处理时均采用了每日两个时次的平均。

欧洲中期天气预报中心(ECMWF)提供的客观分析资料从 1980 年 1 月 1 日至 1989 年 12 月 31 日, 共 7 层 6 个要素, 一日两个时次(0UTC 和 12UTC), 网格距为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$; 大气射出长波辐射资料(1986~1989)网格距为 $5^\circ \times 5^\circ$; 此外, 还用了中国 336 站逐旬降水资料(1951~1990), 计算了 1988 和 1989 年东亚地区降水逐旬演变的实况。

3 亚洲季风建立的阶段性和爆发性特征

贺海晏等^[4](1987)和黄真、陶诗言^[16](1992)的研究表明, 在亚洲季风爆发的整个过程中, 存在着两个典型的阶段, 即 5 月中下旬在南海地区建立和 6 月中旬在印度半岛建立, 前者称为南海季风(或东亚季风)爆发阶段, 后者称为印度季风(或南亚季风)爆发阶段, 这两个阶段分别对应于东亚地区雨带的两次北跳, 即从赤道北跳到中国华南地区再跳到中国长江中下游地区。吴国雄和张永生^[33](1998)注意到 1988, 1989 年 OLR 低值系统在 $10 \sim 20^\circ \text{N}$ 纬带上首先出现在孟加拉湾东部至缅甸西部的事实, 指出在南海季风和印度季风爆发的前期, 还存在另外一个显著的阶段——缅甸西部亚洲夏季风爆发的前期阶

段。在本节里,我们将进一步确证吴国雄和张永生^[33]1998年的工作,同时给出1988,1989年亚洲夏季风建立的基本事实,为随后的讨论提供基本的事实背景。

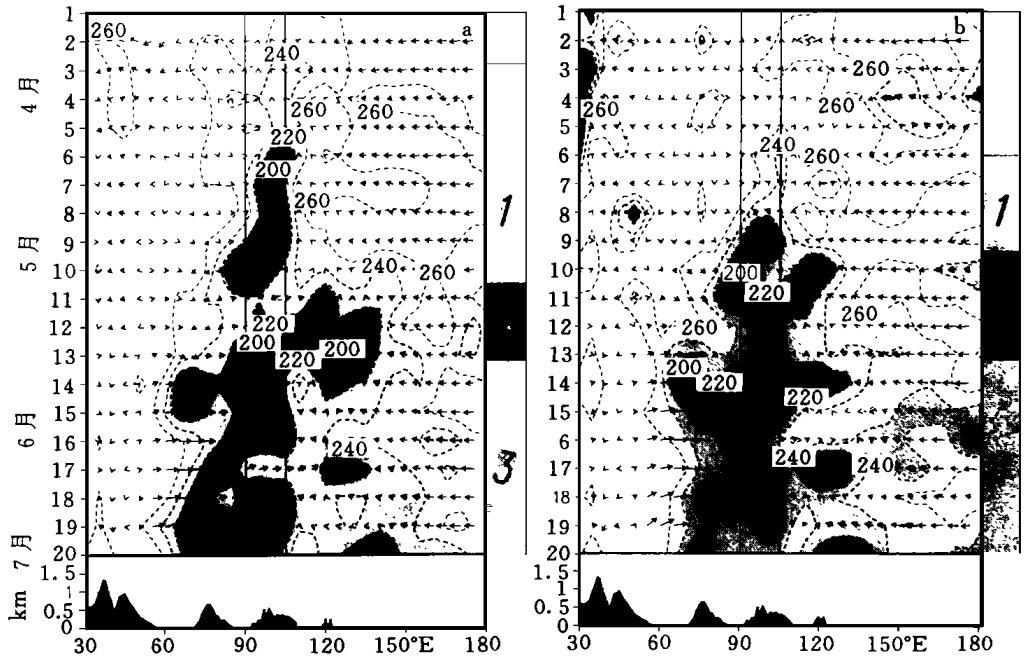


图1 过渡季节沿 $10\sim 20^{\circ}\text{N}$ 纬圈平均的OLR和850 hPa风场的演变

(a. 1988年;b. 1989年。图右阴影中的数字表示季风爆发的3个阶段,图中的重阴影和淡阴影分别表示OLR值小于 240 W/m^2 和 220 W/m^2 ,图的下方给出了沿同一纬圈平均的地形高度)

图1a, b给出1988, 1989年沿 $10\sim 20^{\circ}\text{N}$ 平均的OLR和850 hPa水平风场的逐候演变的情况。从图中看到对流活动在 $10\sim 20^{\circ}\text{N}$ 具有明显阶段性的特征,根据其时空变化,基本上有3个明显的阶段:4月底5月初对流在孟加拉湾东部至中南半岛西部建立并维持(1988年为4月3候至5月4候,1989年为4月6候至5月3候);5月中旬至6月初对流在孟加拉湾、南海及西太平洋建立和维持(1988年5月5候至6月1候;1989年为5月4候至6月1候);6月上旬末至下旬强对流中心在阿拉伯海、印度半岛及孟加拉湾建立和维持。我们看到这3个阶段对流活动的爆发具有不连续跳跃的特征,第一阶段强对流中心主要位于中南半岛西部及沿岸,第二阶段在中国南海地区,第三阶段主要在孟加拉湾西部及印度半岛上。从850 hPa水平风场的演变,可以发现第一阶段对流活动中心的建立与其西部西北气流转为西南气流及东部东南信风汇合有关,更细致的分析(张永生^[34](1995))表明此时印度半岛和孟加拉湾的盛行风主要来源于中亚地区沿青藏高原绕流的西北风,第二阶段来源于西北气流和非洲东岸的过赤道西南气流,第三个阶段则主要来源于索马里沿岸过赤道西南气流。因此,可以看到亚洲夏季风建立的3个阶段具有不同的对流活动的时空分布和低层气流来源。

为进一步了解赤道地区对流活动和东亚季风降水在3个阶段的情况,在图2a, b分别给出了1988年沿赤道— 10°N 纬带平均的OLR的逐候演变和 $110\sim 125^{\circ}\text{E}$ 经圈平均的东亚地区降水总量的逐候演变。在图2a上,从4月第5候至5月4候,热带对流在印度洋北

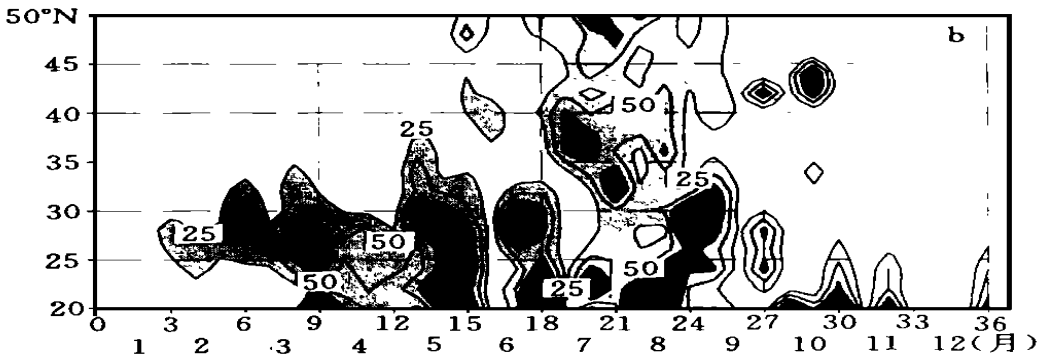
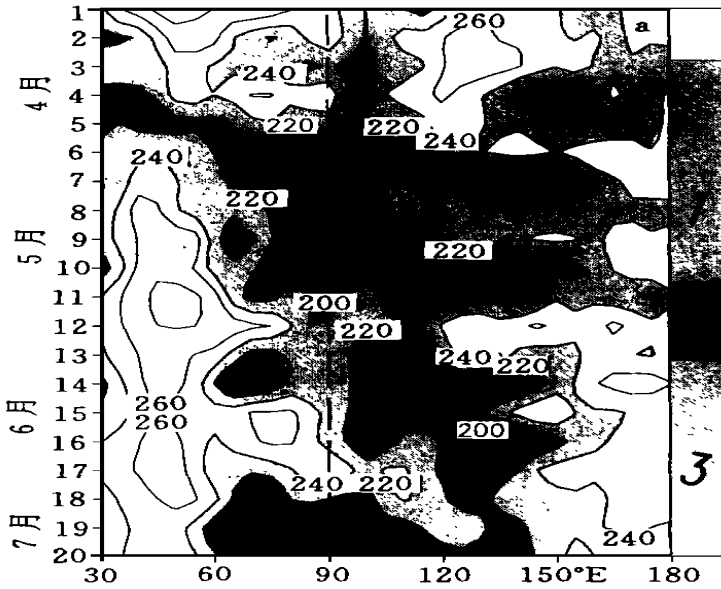


图2 1988年沿赤道—10°N 纬带平均的 OLR 的逐候演变
和 110~125°E 经圈平均的东亚地区降水总量的逐旬演变

(a. OLR, 单位: W/m^2 ; b. 降水总量, 单位: $mm/10d$, 等值线间隔: 25

$mm/10d$, 淡阴影和重阴影分别表示值大于 $25 mm/10d$ 和 $75 mm/10d$)

半球赤道地区建立和维持。从此看到这和前面所指出的亚洲夏季风爆发的初始阶段是相对应的, 当强烈的热带对流在北半球赤道地区建立 1~2 候之后, 从 5 月上旬(图 2b 第 13 旬), 中国南方出现持续性的降水, 并于 5 月中旬在 $22.5^{\circ}N$ 附近出现强降水中心。但是到了 6 月第一旬(全年第 16 旬), 中国东部地区降水出现间歇, 到 6 月中旬, 另一个强降水中心出现在 $27.5^{\circ}N \sim 32.5^{\circ}N$ 之间, 即雨带活跃于中国长江中下游地区。考察 1989 年 $110^{\circ}E \sim 125^{\circ}E$ 经圈平均的东亚地区降水总量的逐旬演变(图略), 同样发现中国南方持续性降水出现在 5 月上旬, 并于 5 月下旬达到最大, 然后于 6 月中旬强降水中心出现在 $25^{\circ}N \sim 30^{\circ}N$ 之间, 而赤道热带强烈的对流活动于 5 月第 2 候爆发, 中心位于马来西亚附近(图略)。因此, 中国南方持续性降水在 5 月上旬出现, 略早于南海季风爆发, 它与热带对流在北半球赤道地区爆发相联系。

与原有的工作(陶诗言和陈隆勋^[8](1987);黄真和陶诗言^[16](1992);贺海晏等^[4](1987))相比,本文在吴国雄和张永生^[33]1998年工作的基础上进一步强调了热带对流活动在 中南半岛西部的建立做为亚洲夏季风爆发的初始阶段。除了这一阶段与热带对流在北半球赤道地区爆发和中国南方出现持续性降水相联系,在天气学上,通过分析 1980~1989 年共 10 a 200 hPa 和 500 hPa 天气图,发现 200 hPa 上南海高压消失,南亚高压在中南半岛建立以及 500 hPa 上副热带高压在中南半岛断裂,均要早于南海季风的爆发,而是与 5 月初的第一阶段相对应。在气候学上,蒋尚诚等^[35](1990)所做的 OLR 资料(1974 年 6 月—1985 年 12 月)月平均的演变和何金海等^[36](1996) TBB 资料(1980~1988)月平均演变表明,在亚洲夏季风的演变过程中,一个重要的特征就是在 3 月份维持在北半球印度洋至西太平洋 10~20°N 的带状的 OLR 或 TBB 的高值区于 4 月份在中南半岛出现断裂,5 月份 OLR 或 TBB 的低值区才控制了中南半岛的西南部。叶谦等(私人交流,1995)用 14 a OLR 资料(1980~1993 年)所做的沿 0~20°N 纬圈平均的逐候时间-经度剖面图上也表明,在 4 月中旬至 5 月上旬,OLR 的低值区首先出现在 95~105°E 之间。因此,虽然作者没有完整的气候资料的分析结果,但从 1986~1989 年个例(1986,1987 年图略)和其它研究者的成果表明,在欧亚大陆上热带季风对流首先出现在中南半岛西南部。

4 热带地区海-气、陆-气相互作用的季节变化

基于前一节对亚洲夏季风爆发的过程的分析,我们随后将细致讨论各个阶段海-气、陆-气相互作用的季节变化及与季风爆发的联系。

图 3 给出了 1988 年 4~6 月南海地区、孟加拉湾和阿拉伯海 3 个区域平均的海表感

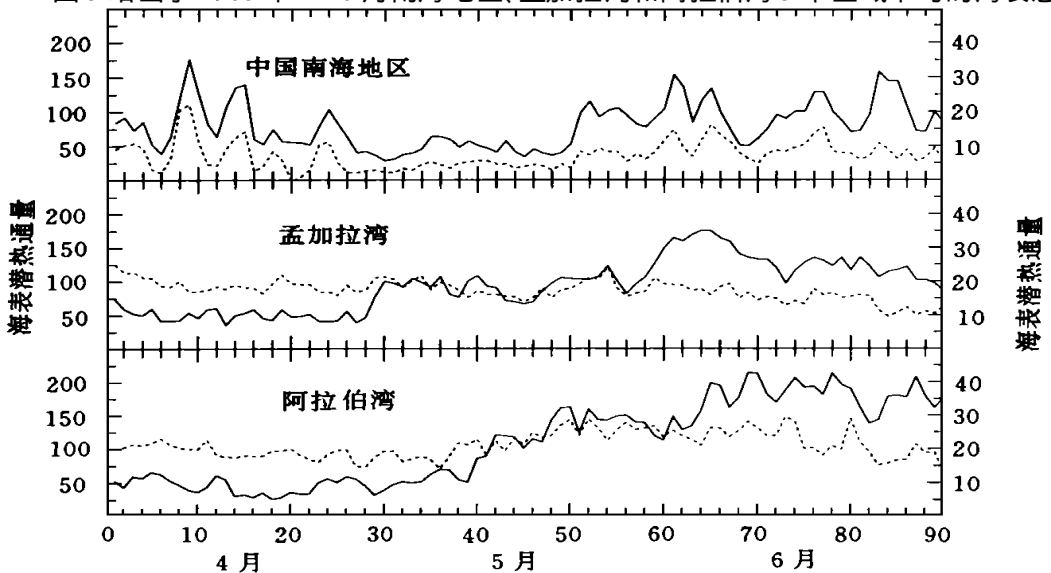


图 3 1988 年过渡季节南海地区(10~15°N, 110~120°E)、孟加拉湾(5~15°N, 80~100°E)和阿拉伯海(0~20°N, 50~65°E)表面感热通量和潜热通量的演变情况

(纵坐标左右轴分别给出了潜热通量和感热通量的坐标,单位: W/m^2 。虚线为感热通量,实线为潜热通量)

热通量和海表潜热通量逐日(一天两次日平均)演变的情形。从图3可见在热带海洋上,海表潜热通量的数值甚大于海表感热通量,在3个海域,海表潜热通量的值介于 $50 \sim 200 \text{ W/m}^2$,感热通量仅为 $10 \sim 20 \text{ W/m}^2$,其值之比为 $1/5 \sim 1/10$ 。此外,感热通量的季节变化不明显,而海表潜热通量则表现出阶段性的增加。在中国南海地区,5月20日以前,海表潜热通量除了在4月上、中旬有一次扰动,其值基本上保持在 50 W/m^2 ,但在5月20日以后表现出明显的陡增。在孟加拉湾上,两次明显的陡增发生在4月底和5月底,阿拉伯海上海表潜热通量也有类似的变化,但第一次增加比孟加拉湾晚2候左右,第二次约晚1候,到6月上旬末,孟加拉湾和阿拉伯海上海表潜热通量的值达到 200 W/m^2 。

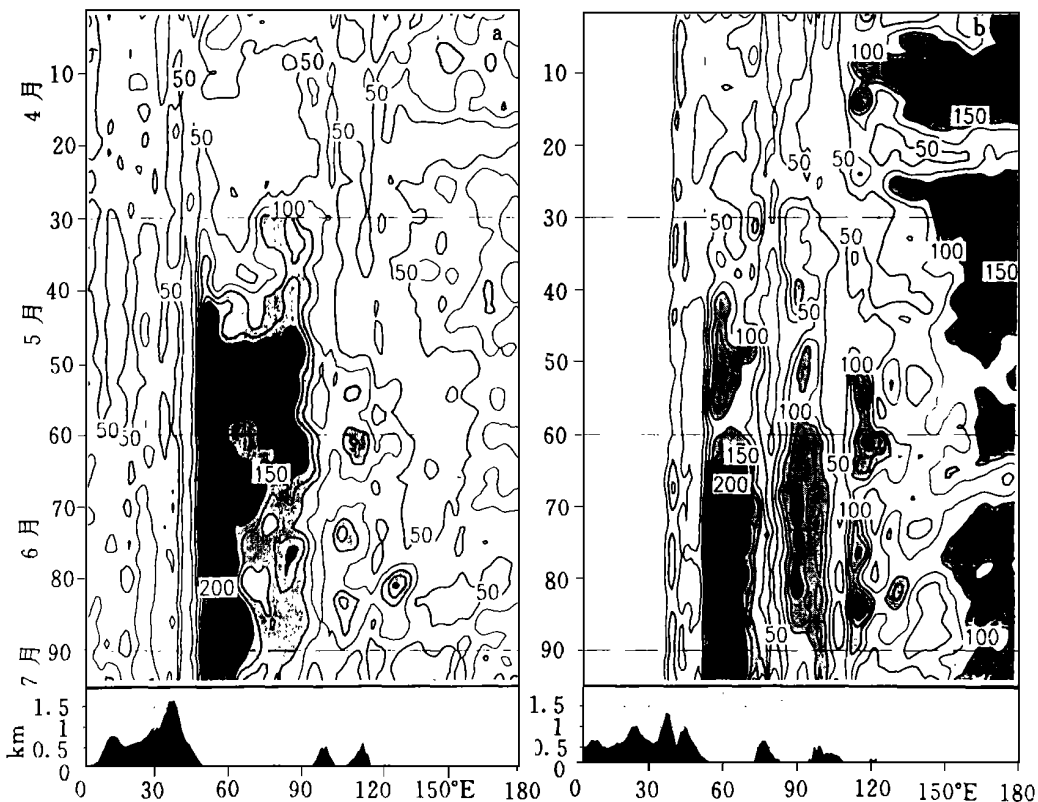


图4 1988年4月1日-7月5日沿赤道— 10°N 和 $10^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 平均的表面潜热通量的演变

(a. 赤道— 10°N ; b. $10^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 。等值线间隔: 25 W/m^2 , 淡阴影和重阴影分别表示值大于 100 W/m^2 和 150 W/m^2 。图的下方给出了沿同一纬圈平均的地形高度)

图4给出了1988年4月1日—7月5日沿赤道— 10°N 和 $10^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 纬圈平均的海表潜热通量的季节变化,图4a表明在非洲大陆上地表水汽潜热通量常年在 50 W/m^2 ,在4月底以前大陆和海洋的对比还不明显,5月海表潜热通量的高值中心首先出现在孟加拉湾以南的赤道印度洋上,5月10日后,整个印度洋地区海表蒸发急剧增大,其中在索马里东部沿海尤其明显,形成强烈的海陆对比,类似的现象在 $10^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ (图4b)上也可看到,但略晚一些。此外,还看到在西太平洋上,海表潜热通量有减弱东退的现象。

5 副热带地区海-气、陆-气相互作用的季节变化

在本节将讨论沿 27.5~37.5 N(青藏高原南、北界线)纬带平均的地表(海表)潜热通量和感热通量的季节变化。在这个纬带上,由西向东囊括伊朗高原、青藏高原,中国江淮流域及西太平洋海域,副热带东西纬向海陆热力对比最为显著。

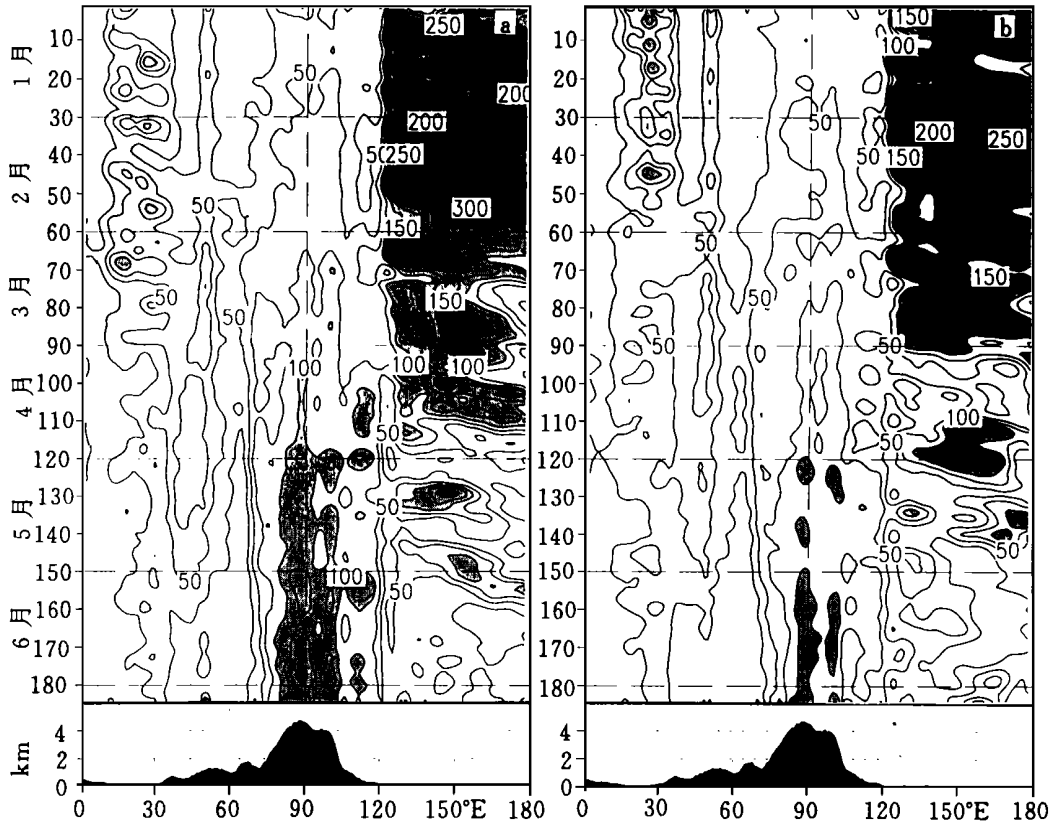


图 5 1988 年和 1989 年 1 月 1 日-7 月 5 日沿 27.5~37.5 N 平均的表面潜热通量的演变
(a. 1988 年; b. 1989 年。单位: W/m^2 , 等值线间隔: $25 W/m^2$, 淡阴影和重阴影分别
表示值大于 $100 W/m^2$ 和 $150 W/m^2$ 。图的下方给出了沿同一纬圈平均的地形高度)

图 5 表明,青藏高原的地表潜热通量有着明显的季节变化,1988 年 5 月初显著增大,1989 年 6 月初显著增大。在西太平洋上,海表潜热通量也存在着显著的季节变化,1988 年 6 月初显著减小,1989 年于 5 月底显著减小,但变化形式与大陆不同,表现为很多的高值中心产生于大陆东岸并向东移,到 4 月至 5 月底,这种活动中心的频数减小,至 5 月底 6 月初,活动中心突然消失,形成了强烈的从青藏高原指向西太平洋的潜热通量的梯度。在天气图上,分析发现这种高值中心的活动与海洋上冷空气的活动有关,由此看来,在副热带西太平洋上,冷空气的活动也有明显的季节变化性。

图 6 表明,在冬季(1~2 月),在青藏高原上有感热通量的负值区,西太平洋为高值区,加热中心与冷空气的活动有关。到 3 月以后,青藏高原西部地区感热通量明显增大,4

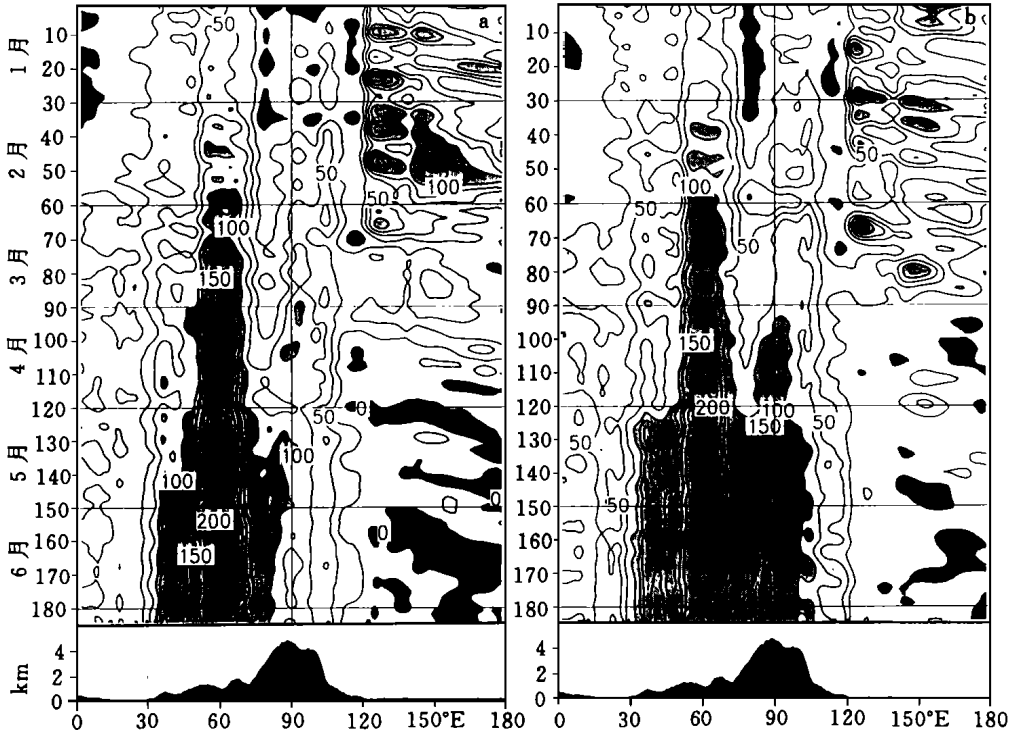


图 6 1988 年和 1989 年 1 月 1 日~7 月 5 日沿 $27.5 \sim 37.5^\circ \text{N}$ 平均的表面感热通量的演变

(a. 1988 年; b. 1989 年。单位: W/m^2 , 淡阴影

表示通量值大于 $100 \text{ W}/\text{m}^2$, 重阴影表示通量值小于零)

月份出现大于 $100 \text{ W}/\text{m}^2$ 的中心, 而西太平洋上海表感热通量显著减小, 出现海洋对大气的负加热。5 月份以后, 高原上感热加热中心与伊朗高原上的加热中心合并, 极值中心位于 60°E 附近, 强度达到 $200 \text{ W}/\text{m}^2$ 以上。总体说来, 在副热带地区陆地和海洋对大气的感热加热的季节变化表现为相反的趋势, 春季高原感热加热最大, 季节变化也大。

虽然尚不能肯定图 5 上西太平洋上东传的海表潜热高值中心的活动与海陆加热的差异有直接的联系(或许还与行星尺度的大气环流的季节性位移有关), 但发现青藏高原东部 $100 \text{ W}/\text{m}^2$ 感热中心的出现(1988 年为 4 月中旬, 1989 年为 4 月初)的同时, 西太平洋上海表对大气的感热加热急剧减小, 出现了负加热, 而此时西太平洋上东传海表潜热通量高值中心活动的频数明显减少, 到 5 月份伊朗高原和青藏高原的感热剧增的时候(1988 年为 5 月 10 日, 1989 年为 5 月初), 西太平洋上东传的海表潜热高值中心的活动减少甚至消失。此外, 通过分析 1988, 1989 年 200 hPa 上温度沿 $27.5 \sim 37.5^\circ \text{N}$ 的演变(图略), 发现当伊朗高原—青藏高原的热源中心建立以后, 从高原西部上游东传的冷(暖)系统到达高原后往往被屏障在高原上。由此看来, 西太平洋上东传的海表潜热高值中心(冷空气系统)的活动的季节突变, 可能不仅是由于行星尺度的大气环流季节性位移的结果, 可能还和感热加热的海陆不均有关。

6 热带地区海-气相互作用与亚洲夏季风爆发的联系

前几节的分析表明,低纬地区海洋对大气的海表感热通量甚小于海表潜热通量,季节变化也很小,而海表潜热通量大,季节的突变性显著,下面将讨论海表潜热通量与亚洲夏季季风爆发的联系。

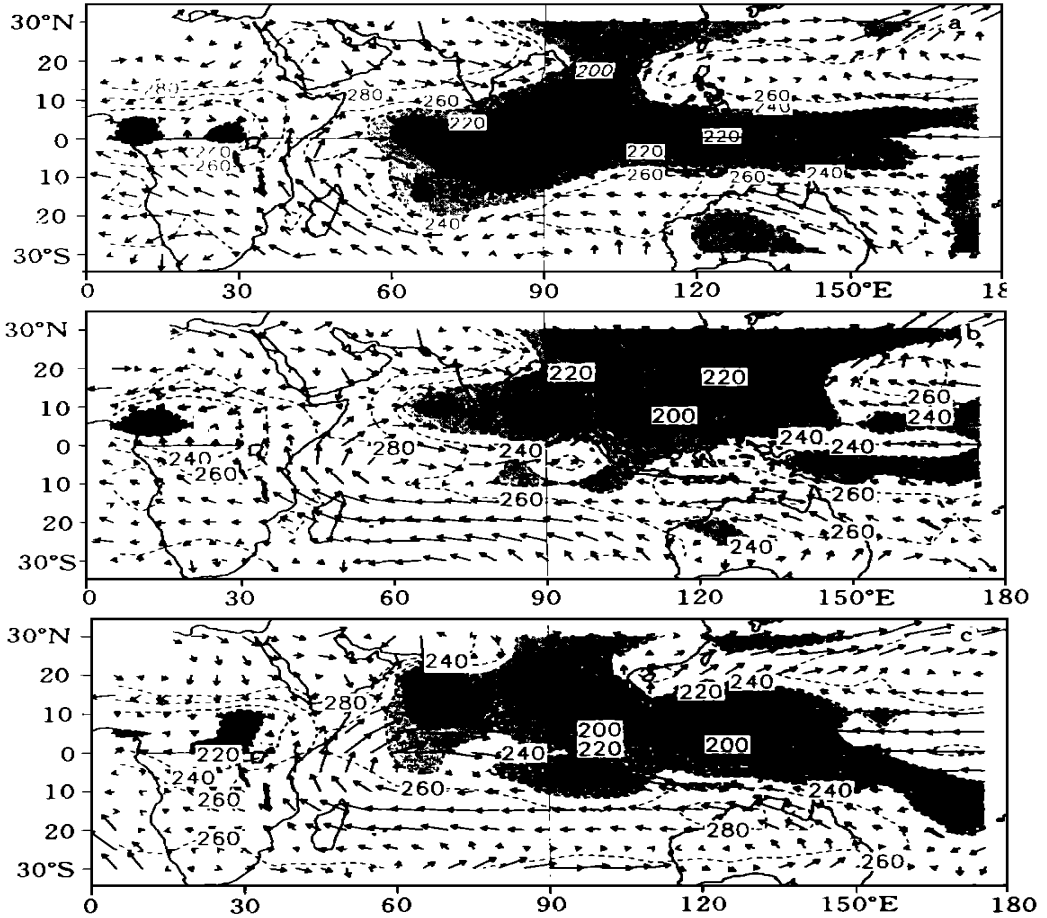


图7 1988年亚洲夏季风3个爆发时期 OLR 和 850 hPa 水平风场的分布

- (a. 孟加拉湾东部—中南半岛季风爆发时期, 5月6~15日; b. 南海季风爆发时期, 5月21~30日;
c. 印度季风爆发时期, 6月6~15日。等值线间隔为 20 W/m^2 , 阴影表示 OLR 小于 240 W/m^2)

图7给出了1988年亚洲夏季风建立的3个阶段的OLR及850 hPa上风场的分布,图7表明在所划分的3个阶段里,强烈的热带对流活动($\text{OLR} < 200 \text{ W/m}^2$)分别出现在马来西亚半岛—苏门达腊岛以西的赤道印度洋、中国南海、孟加拉湾—印度半岛—阿拉伯海地区,表现出季风爆发的区域性和阶段性特征。同时看到亚洲季风对流的演变与热带和副热带低层行星风系的季节变动密切相联。其中,在印度洋和南海地区低层盛行风的变化非常显著,西太平洋热带东风带的变化相对小一些。在图7给出的季风建立的3个阶段,菲律宾以东的西太平洋热带地区基本上被稳定的东风系统控制,而 120°E 以西的热带季风区,盛行的西风或西南风主要来源于南半球热带东风带的过赤道气流和来自中亚地区的西北气流,这两支气流在孟加拉湾以西的印度洋北部地区有明显的呈西南—东北走向的

辐合带,此外,在这支混合的西风带上,有着不连续的槽脊的变化。可以说西南气流与西北气流、西南气流与东南气流的辐合和西风槽的发展为热带季风对流的强烈发展提供了底层有利的动力学条件。

但是,进一步的分析表明强烈的热带对流活动($OLR < 200 \text{ W/m}^2$) 并不分布于热带辐合带及西南风与东南风汇合的地区,而是主要分布在印度洋过赤道西南风气流里。通过随后对这 3 个阶段海表潜热通量(图 8, 9)的分析,表明与水汽的供应有很大的关系。

图 8 给出了 1988 年亚洲季风建立的 3 个阶段的热带海表潜热通量的分布。图 8 表明

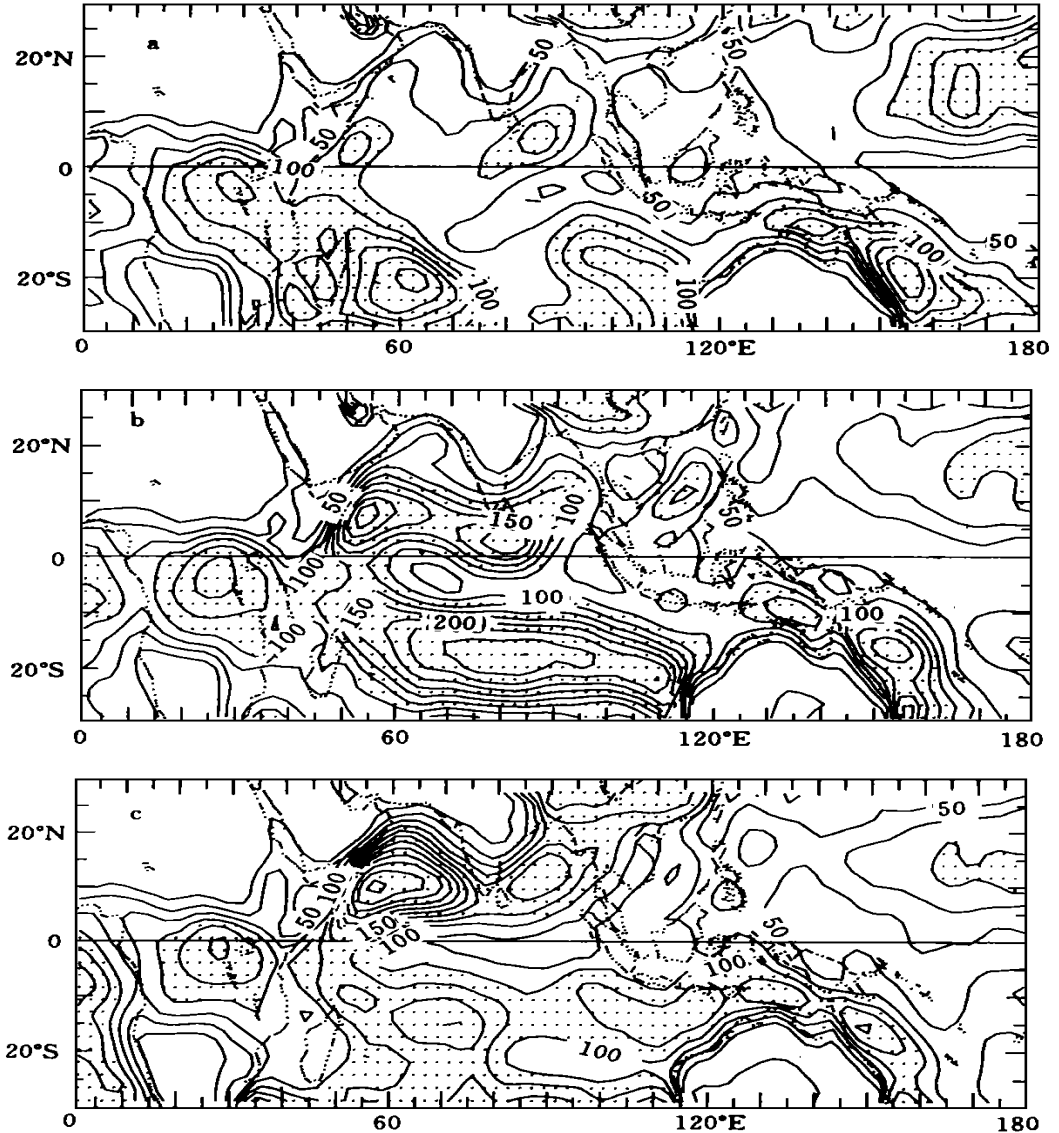


图 8 1988 年亚洲夏季风 3 个爆发时期海表潜热通量的分布

(a. 孟加拉湾东部—中南半岛季风爆发时期, 5 月 6~15 日; b. 南海季风爆发时期, 5 月 21~30 日; c. 印度季风爆发时期, 6 月 6~15 日。等值线间隔为 25 W/m^2 , 阴影表示潜热通量大于 100 W/m^2)

在亚洲夏季风爆发的 3 个阶段, 印度洋上海表潜热通量甚大于西太平洋。西太平洋只在 10°N 以北、 150°E 以东有一弱的海表潜热通量的高值区, 在南海季风爆发后逐步减弱东退。在印度洋上, 在南海季风爆发以前, 海表潜热通量的高值区 (100 W/m^2) 主要位于赤道以南的印度洋上, 在马斯克林群岛和澳大利亚西岸有两个高值中心, 印度洋赤道以北海表潜热通量基本上小于 100 W/m^2 。南海季风爆发后(图 8b), 海表潜热通量的高值中心区 ($> 100\text{ W/m}^2$) 越过赤道, 推进到了阿拉伯海和孟加拉湾南部地区。图 8a 上的两个弱的海表潜热通量的高值中心显著加强, 达到 150 W/m^2 以上, 同时在南海也有一个海表潜热通量的高值中心。当热带对流活动推进到阿拉伯海和印度半岛时(图 8c), 图 8a 上位于印度半岛南端赤道印度洋上的海表潜热通量的高值中心从 5°N 北移到 10°N 。而阿拉伯海洋上与索马里过赤道急流相联系的海表潜热通量的高值中心变得异常强大, 中心值达到 250 W/m^2 以上。海表潜热通量的高值区 ($> 100\text{ W/m}^2$) 控制了整个阿拉伯海和孟加拉湾地区。

对比图 7, 看到海表潜热通量的变化同印度洋上过赤道行星风带的北进和增强有关。南海季风爆发前, 过赤道气流主要位于 $80^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{E}$ 之间, 最北端接近中南半岛的西南部, 80°E 以西的热带辐合带位于赤道附近。南海季风爆发后, 阿拉伯海上的辐合带北跳到 $5^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{N}$ 附近, 过赤道行星风系北部到达孟加拉湾东部—南海地区。印度季风爆发后, 这支热带行星风系在孟加拉湾和阿拉伯海上显著增强, 推进到阿拉伯海北部及印度半岛中部, 因此, 热带地区强烈的海—气相互作用的产生同印度洋上热带过赤道行星风带的增强紧密联系。上述分析表明, 一方面热带对流强烈发展的地区海表潜热通量也大, 如南海和孟加拉湾地区。但另一方面, 在印度洋过赤道行星风带的上游, 如非洲大陆东部沿海和印度洋赤道以南的其他地区, OLR 值基本上大于 260 W/m^2 , 对流活动很弱, 但海表蒸发却很大, 可见亚洲季风爆发时期对流活动的水汽来源除了局地蒸发以外, 印度洋上热带过赤道行星风带对水汽的输送起着重要的作用。分析 1989 年亚洲季风建立时期海表潜热通量的变化(图 9)、热带对流和低层流场演变(图略), 也有类似的结果。

因此, 在对流层低层, 如果说亚洲季风区副热带西风带、热带东风带和印度洋过赤道气流的辐合提供了季风对流发展的动力学条件, 则印度洋上过赤道行星风带上强烈的海—气相互作用导致的海表水汽的大量蒸发, 并通过低层西南气流的输送, 对亚洲夏季风爆发的时空分布起着重要的作用。

6 小 结

通过细致分析 1988, 1989 年春末初夏亚洲季风建立的基本事实以及北半球中低纬地区海表(地表)潜热通量和感热通量演变的基本事实, 初步讨论了热带海洋上海—气、陆—气相互作用与亚洲夏季风爆发的联系, 结果表明:

1. 在 $10^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 的纬圈上, 亚洲夏季风爆发基本上可分为 3 个阶段, 在这 3 个阶段, 强热带对流活动中心分别位于孟加拉湾东部—中南半岛西部、中南半岛—南海和孟加拉湾—印度半岛—阿拉伯海上。同已有的工作相比, 本文把 4 月底至 5 月初对流活动在孟加拉湾东部—中南半岛西部的出现作为亚洲夏季风爆发的初始阶段, 在这一时期, 热带对流活动从印度尼西亚北跳到马来西亚—北半球赤道印度洋东部。

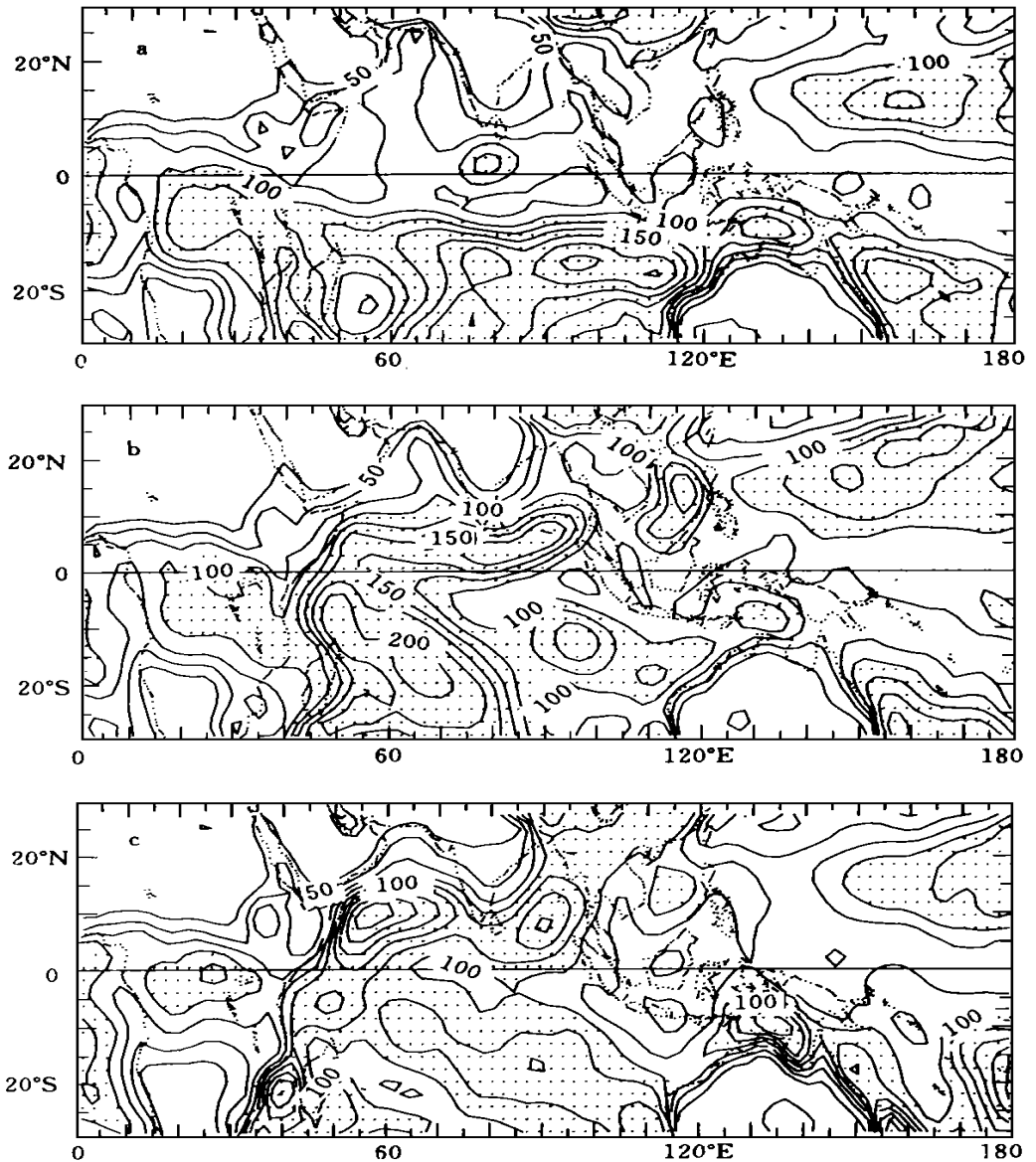


图9 1989年亚洲夏季风爆发时期海表潜热通量的分布

(a. 孟加拉湾东部—中南半岛季风爆发时期, 5月1~10日; b. 南海季风爆发时期, 5月16~25日; c. 印度季风爆发时期, 6月6~15日。等值线间隔为 25 W/m^2 , 阴影表示潜热通量大于 100 W/m^2)

2. 南海季风爆发后印度洋上海—气相互作用显著增强, 南海季风爆发时, 海表潜热通量的高值区从南半球越过赤道, 扩展到孟加拉湾和阿拉伯海南部。印度季风爆发时, 阿拉伯上海表潜热通量异常增大, 表现出显著的海陆差异。进一步分析表明, 印度洋上热带过赤道行星风带上强烈的海表水气的蒸发并通过这支行星风带的输送, 对亚洲夏季风对流的爆发性发展提供了充足的水汽来源。

3. 在副热带- 中高纬地区(沿 27.5- 37.5 N 纬圈), 青藏高原与西太平洋上表面潜热通量季节变化均有迅速变化性, 但趋势相反。陆地与海上表面感热通量有显著的差异, 高原(极值偏于伊朗高原) 最大, 季节变化也大, 海上小, 季节变化也小。进一步分析表明, 西太平洋上东传的海表潜热中心(冷空气系统) 的活动的季节突变, 不仅是由于行星尺度大气环流季节性位移的结果, 可能还与感热加热的海陆差异有关。

致谢: 本工作自始至终得到了叶笃正先生的悉心指导, 在本文完成之际, 作者谨向叶笃正先生表示深深的谢意。

参考文献

- 1 叶笃正, 陶诗言, 李麦村. 在六月和十月大气环流的突变现象. 气象学报, 1958, 29: 249 ~ 263
- 2 曾庆存, 梁信忠, 张明华. 季风和大气环流季节突变的数值模拟. 大气科学(特刊), 1988, 22 ~ 42
- 3 曾庆存, 张邦林. 论大气环流和季节划分和季节突变. 大气科学, 1992, 16: 641 ~ 647
- 4 He H, Mcginnis J W, Song Z and Yanai M. Onset of the Asian monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau. Mon Wea Rev, 1987, 115: 1966- 1995
- 5 王晓春. 季节演变的天气学分析: [学位论文]. 北京: 中国科学院大气物理研究所, 1988
- 6 王晓春. 南亚、东南亚地区大气环流季节突变的多年状况. 大气科学, 1994, 18: 304 ~ 309
- 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 Tao S Y and Chen L X. A review of recent research on the east Asian summer monsoon in China. in: Chang C P and Krishnamauti T N, eds. Monsoon Meteorology. Oxford: Oxford University Press, 1987. 60- 92
- 9 陈隆勋, 朱乾根等. 东亚季风. 北京: 气象出版社, 1991. 362pp
- 10 Huang Ronghui, Yin Baoyu and Liu Aili. Intraseasonal variability of East Asia summer monsoon and its association with the convective activities in the tropical western Pacific, in: Climate Variability(Proceedings of international workshop on climate variability). Beijing: China Meteorological Press, 1992. 139- 155
- 11 李伟平. 亚非季风区季节变化的数值模拟研究: [学位论文]. 北京: 中国科学院大气物理研究所, 1996
- 12 Yasunari T. Impact of the Indian monsoon on the coupled atmosphere-ocean system in the tropical Pacific. Meteor Atmos Phys, 1990, 44: 29- 41
- 13 Yasunari T. "the monsoon year"- a new concept of the climatic year in the tropics. Bull Amer Meteor Soc, 1991, 72: 1331- 1338
- 14 Webster P J and Yang S. Monsoon and ENSO: selectively interactive system. Quart J Roy Meteor Soc, 1992, 118: 877- 926
- 15 陶诗言, 何诗秀, 杨祖芳. 1979 年夏季风试验期间东亚地区夏季风爆发的观测研究. 大气科学, 1983, 7: 347 ~ 355
- 16 黄真, 陶诗言. 1983 年亚洲夏季风爆发过程的诊断研究. 气象学报, 1992, 50: 198 ~ 208
- 17 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, CAS, ed. From Atmosphere Circulation to Global Change. Beijing: Chinese Meteorological Press, 1996. 314- 328
- 18 Yasunari T. A quasi-stationary appearance of 30- 40 day period in the cloudiness fluctuations during the summer monsoon over India. J Meteor Soc Japan, 1980, 58: 225- 229
- 19 Lorenc A C. The evolution of the planetary-scale 200-mb divergenc during the FGGE year. Quart J Roy Meteor Soc, 1984, 110: 427- 441
- 20 Krishnamauti T N and Ardanuy P. The 10 to 20 day westward propagating mode and "break in the monsoon". Tellus, 1980, 33: 15- 26
- 21 Krishnamauti T N, et al. Divergent circulation on the 30- 50 day time scale, J Atmos Sci, 1985, 42: 364- 375

- 22 Chen T C, Tzeng R T and Yen M C. Development and life cycle of the Indian monsoon: effect of the 30– 50 day oscillation. *Mon Wea Rev*, 1988, 116: 1408– 1428
- 23 Chen T-C and Chen J M. An observational study of the South China Sea monsoon during the 1979 summer: onset and life cycle. *Mon Wea Rev*, 1995, 123: 295– 317
- 24 Flohn H. Large-scale aspects of the “summer monsoon” in South and East Asia. *J Meteor Soc Japan*, 1957, 75th Ann: 180– 186
- 25 Flohn H. Contributions to meteorology of the Tibetan highlands. *Atmos Sci Page No. 130*, Colorado State University, 1968, 120pp
- 26 叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社, 1979. 278pp
- 27 叶笃正. 夏季青藏高原上空热力结构, 对流活动和与之有关的大尺度环流现象. *大气科学特刊*, 1988, 1~ 12
- 28 Nitta T. Observational study of heat sources over the eastern Tibetan Plateau during the summer monsoon, *J Meteor Soc Japan*, 1983, 61: 590– 605
- 29 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 1: heat and moisture budgets. *Mon Wea Rev*, 1984, 112: 966– 989
- 30 Yanai M C Li and Song Z. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects of the evolution of the Asian summer monsoon. *J Meteor Soc Japan*, 1992, 70: 189– 221
- 31 Yanai M and Li C. Mechanism of heating and the boundary layer over the Tibetan Plateau. *Mon Wea Rev*, 1994, 122: 305– 323
- 32 Chang C P and Chen G T. Development of low level south westerlies over the South China Sea: a comparison between May and June. *Mon Wea Rev*, 1995, 123: 3254– 3267
- 33 Wu Guoxiong and Zhang Yongsheng. Tibetan Plateau forcing and monsoon onset in South Asia and Southern China Sea. *Mon Wea Rev*, 1998, 126(4): 913– 927
- 34 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
- 35 蒋尚诚, 朱亚芬. OLR 的应用和图集. 北京: 北京大学出版社, 1990. 309pp
- 36 He J, Zhu Q and Murakami M. TBB revealed features of Asian-Australian monsoon seasonal transition and Asian summer monsoon establishment, in: IAP, CAS, ed. *From Atmosphere Circulation to Global Change*. Beijing: Chinese Meteorological Press, 1996. 340– 350

DIAGNOSTIC INVESTIGATIONS OF MECHANISM OF ONSET OF ASIAN SUMMER MONSOON AND ABRUPT SEASONAL TRANSITIONS OVER NORTHERN HEMISPHERE PART

Zhang Yongsheng Wu Guoxiong

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

Abstract

In this work, an attempt had been made to explore the physical processes towards the onset of Asian summer monsoon and the abrupt seasonal transitions in a coupled ocean/land/atmosphere system. In the first paper, special attention was paid to investigate the basic facts for the establishment of Asian summer monsoon and the atmosphere/ocean/land interactions over the tropics and subtropics. It is shown that the Asian summer monsoon system underwent three distinct stages of the onset in the early May, middle May and middle June, resulting in deep convection and intensive rainfall over the southwestern coast of Indo-China, the South China Sea and the southern Indian subcontinent respectively. When the monsoon convection burst out over South China Sea, the maximum centre of the surface latent heat flux (LHF) in relation to the development of the cross equatorial flows moved northward from the southern equatorial Indian Ocean, and two intense maximum centres of LHF appeared over Arabian Sea and the Bay of Bengal when monsoon rainfall burst out over southern Indian subcontinent. At meantime land-sea contrast of LHF became distinct over the eastern coast of Africa. In the subtropical-middle latitude of 25.7–37.5°N from winter to summer months, the LHF and surface sensible heat flux (SHF) intensified gradually over the Tibetan Plateau whereas decreased over west Pacific. It should be noticed that the air-sea interaction play an important role during the onset of monsoon rainfall: it resulted in the intense evaporation and then transported the water vapour to the areas where strong convection burst out.

Key words: Onset of Asian summer monsoon, Abrupt seasonal change, Atmosphere/ocean/land interaction.