

# 亚洲热带夏季风的首发地区和机理研究<sup>\*</sup>

钱永甫 江 静 张 艳 姚永红 徐忠峰

(南京大学灾害性天气气候研究所, 南京, 210093)

## 摘 要

文中分析了多年逐候平均 850 hPa 风场和黑体辐射温度等物理量的时空演变, 结果表明, 90° E 以东的孟加拉湾、中南半岛和南海是亚洲热带夏季风首先爆发的地区, 爆发时间在 27~28 候, 具有突发性和同时性。90° E 以西的印度半岛和阿拉伯海是热带夏季风爆发较晚的地区, 季风首先在该区 10° N 以南爆发, 时间约在 30~31 候, 然后向北推进, 6 月末在全区建立, 爆发过程具有渐进性。机制分析表明, 由于 110~120° E 的中高纬东亚大陆在春季和初夏地面感热通量、温度和气压的迅速变化, 使热带低压带首先在该处冲破高压带, 生成大陆低压, 并引导西南气流在 90° E 以东地区首先建立。在 90° E 以西的印度半岛地区, 地面感热通量在 4~5 月间几乎没有明显变化, 因而印度季风比南海季风晚爆发约 1 个月。由此得出, 90° E 是东亚夏季风和南亚夏季风的分界线。此外, 还着重探讨了南亚高压的季节变化与亚洲热带夏季风爆发的时间联系。发现南亚高压中心位置与亚洲热带夏季风爆发时间有较好的对应关系。南亚高压中心跳过 20° N 时, 南海夏季风爆发, 跳过 25° N 时, 印度夏季风在其南部爆发。将用上述方法确定的爆发时间与用其他方法确定的爆发时间相比较, 发现它们在南海地区有较好的一致性, 在印度地区略有差异。

关键词: 亚洲热带夏季风, 南海季风, 印度季风, 机理分析, 南亚高压。

## 1 引 言

亚洲季风可分为东亚季风和南亚季风, 前者又由南海热带季风和中国东部地区的副热带季风构成。Lau 等<sup>[1]</sup>在东亚热带季风中又分出东南亚季风, 而 Wang 等<sup>[2]</sup>在副热带季风中又分出西北太平洋季风。但它们仍是东亚季风的成员。许多学者对东亚季风有过较系统的研究, 如陈隆勋和朱乾根等<sup>[3]</sup>以及 Ding 和 Murakami<sup>[4]</sup>。Tao 和 Chen<sup>[5]</sup>以及 Ma 和 Ding<sup>[6]</sup>总结了我国学者早期和近期的研究成果。

尽管许多学者都认为, 亚洲季风首先从南海开始爆发, 然后向北推进到中国东部沿海地区, 并同时向西扩展。但对亚洲热带夏季风首先爆发的地区, 还有不同的看法, 有人认为热带季风不是首先爆发于南海而是孟加拉湾, 有人则认为中南半岛<sup>[7~16]</sup>。尽管如此, 都仍然将其称为“南海季风”。我们认为, 对亚洲热带夏季风爆发地的不同看法, 主

要源于将“日”取作季风爆发时间的单位之故。如果取“候”作为季风爆发时间的单位, 季风是否在上述地区同时爆发? 爆发过程的特征又是什么? 本文将提出对首发日期和地点的看法。

虽然学者们对南海夏季风的首发源地有不同看法, 但有一点是公认的, 即南海夏季风比印度夏季风的爆发时间平均要早约 1 个月。Qian 等<sup>[17]</sup>从南海和印度半岛所在经度带内中高纬和热带、副热带地区地面感热通量的时间演变, 讨论了造成南海季风和印度季风爆发时间差异的原因。指出, 沿 30° N 的南北向感热梯度的变号时间在南海经度带内要早得多。正是地面感热通量在不同地区的不同时间演变特征, 确定了南海季风的爆发时间早于印度季风。可见, 中高纬度的物理因子和物理过程对热带夏季风的爆发时间和爆发源地也起了十分重要的作用。

学者们从不同的方面研究过南海季风的爆发时间和首发源地。部分学者从对流层上层大气的南北热力对比(即 200~500 hPa 的平均温度在某两个纬

<sup>\*</sup> 初稿时间: 2003 年 7 月 23 日; 修改稿时间: 2003 年 9 月 25 日。

资助课题: 国家自然科学基金面上项目“南亚高压和亚洲季风相互作用及其机制研究”(40175021)和重点项目“江淮梅雨的年际和年代际变化及其机理研究”(40233037)。

度间的南北差值)出发,讨论了亚洲夏季风的爆发过程。只是所选的纬度不同而已。例如,He等<sup>[18]</sup>选 $25^{\circ}\text{N}$ 与 $5^{\circ}\text{N}$ 间的南北温度差值,Li和Yanai<sup>[19]</sup>则选 $30^{\circ}\text{N}$ 和 $5^{\circ}\text{N}$ 间的南北温度差值,而何金海和罗京佳<sup>[13]</sup>选 $20^{\circ}\text{N}$ 和 $5^{\circ}\text{N}$ 的南北温度差值。由于所用资料和纬度的取法不同,结论也有所差别。而且,上述研究只考虑了热带和副热带地区的热力差异,中高纬度的影响未有讨论。更多的学者则从低层流场和对流活动讨论了亚洲夏季风的爆发特征。但在确定季风爆发日期和首发地区时,有人用动力学量,有人用热力学量,有人则将两者结合使用<sup>[20]</sup>。由于所用的物理量不同,各人确定的季风爆发时间和首发地区自然也有一定的差异。

高层大气环流形势远比低层简单,南亚高压是主要的环流系统,其时空变化特征可用少量的参数表示,这些参数的季节变化、年际变化和年代际变化都很明显,且与加热场和对流层中高层的温度场结构有密切关系<sup>[21]</sup>。南亚高压环流的季节变化特征是,在春夏季节转换时有两次突变,一次发生在4~5月,另一次在5~6月<sup>[22,23]</sup>。这两次突变与亚洲季风的发展过程有何联系?高层环流场的突变是否与低层物理量的突变一样明显?是否可用南亚高压中心位置的变化确定亚洲季风爆发的日期?如此确定的季风爆发日期是否与用其他方法确定的相一致?这些问题也是本文的研究内容。

本文利用1980~1994年NCEP/NCAR再分析数据集和日本气象研究所提供的GMS卫星观测黑体辐射温度(TBB),经处理后得到15a的逐候资料。前者范围为 $20^{\circ}\text{S}\sim 60^{\circ}\text{N}$ , $40\sim 140^{\circ}\text{E}$ ,后者范围为 $20^{\circ}\text{S}\sim 60^{\circ}\text{N}$ , $80\sim 140^{\circ}\text{E}$ 。在研究南亚高压与亚洲季风爆发日期的关系时,还用了NCEP/NCAR再分析数据集中的1958~1997年各候平均200hPa风分量场。两种资料的水平分辨率均为 $2.5^{\circ}$ 经度 $\times 2.5^{\circ}$ 纬度。

## 2 低层风场和对流活动确定的亚洲夏季风的首发地区和时间

如前所述,对热带夏季风首先爆发的地点,有几种不同的看法<sup>[7~16]</sup>。本文用候作为爆发时间单位,再次分析热带地区低层风场和对流的爆发过程,并对热带夏季风爆发的平均时间和首先爆发的地点进行讨论。

图1给出了850hPa上 $10\sim 20^{\circ}\text{N}$ 纬度带内多

年候平均风矢的经度-时间演变。可见,在4月初(19候),中南半岛一带已有弱西南风,南海地区是东南偏东气流,菲律宾群岛是东风带。印度东部、中南半岛西部和孟加拉湾地区风速很小,阿拉伯海东部至印度半岛主体是偏北气流。这种形势一直保持到4月第5候(23候)。4月第6候(24候),西南风范围西扩至 $90^{\circ}\text{E}$ 。5月第1候(25候),中南半岛、南海西部和孟加拉湾的西南风开始增强。5月第4候(28候),西南风进一步增强并东扩至 $115^{\circ}\text{E}$ 的南海中部。其后,西南风不断东扩增强。6月第2候(32候)开始,阿拉伯海和印度半岛上的偏北气流大为减弱,西风分量增强。 $80\sim 125^{\circ}\text{E}$ 的广大地区都出现了很强的西南气流,尤其是在南海和孟加拉湾,中南半岛则主要为强偏西气流所控制。此时夏季风已在 $80^{\circ}\text{E}$ 以东的热带地区全面建立。6月第3候(33候)以后,阿拉伯海和印度地区的偏西气流不断增强,标志着印度季风的发展过程。因此,从 $10\sim 20^{\circ}\text{N}$ 纬度带内平均的西南风演变看,夏季风首先在中南半岛一带建立,然后在4月第6候(24候)向西扩展至 $90^{\circ}\text{E}$ 的孟加拉湾并增强。5月第4候(28候)弱西南风扩展到 $115^{\circ}\text{E}$ 的南海中部,6月第2候该区才出现较强的西南风。从风分量的大小看,南海地区的经向风分量比纬向风分量大得多。从印度半岛的风矢演变看,该区从未出现过明显的西南风,因此以西南风作为印度夏季风爆发的标志不合适,应以北风分量减弱、西风分量增大作为标志。这样,印度夏季风的爆发是6月第1~2候。

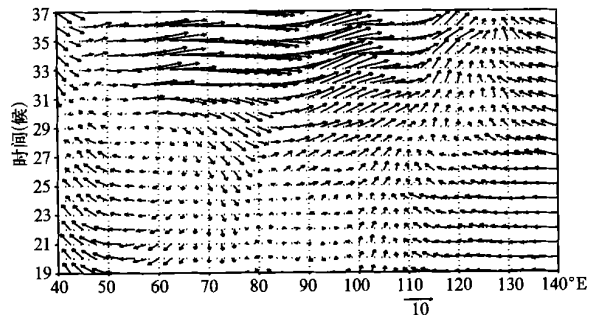


图1 850 hPa  $10\sim 20^{\circ}\text{N}$  纬度带内多年候平均风矢的经度-时间演变

Fig. 1 The longitude-time variation of the multi-yearly pentad mean wind vectors at the 850 hPa level averaged in the  $10\sim 20^{\circ}\text{N}$  latitude belt

印度半岛和南海的南北跨度很大,前者从赤道到 $27.5^{\circ}\text{N}$ ,后者从 $5^{\circ}\text{S}$ 到 $22.5^{\circ}\text{N}$ 。图1中给出的情

况只适用于热带地区的中北部,至于整个热带地区低层风矢场的时间演变又有什么特征?热带夏季风在上述地区是否从南到北同时爆发?尚需探讨。

为此,分析了亚洲热带季风区内的菲律宾(125°E)、南海(115°E)、中南半岛(105°E)、孟加拉湾(90°E)、印度半岛(80°E)和阿拉伯海(65°E)等6个代表性区域850 hPa多年候平均风矢的纬度-时间演变(图略)。可以看到,菲律宾地区在32候前一直为西太平洋反气旋环流所控制,33候开始从南到北出现偏南和西南气流。南海地区在27候前为西太平洋反气旋所控制,28候,反气旋环流突然消失,变为热带偏南气流,北部的西南风明显,32候后强热带西风到达南海南部,北部以偏南风为主。中南半岛地区的西南气流在19候就已存在于15~25°N,但那显然是绕过青藏高原的副热带西南风,热带西风只是在28候以后才进入该区,并于32候变为强偏西气流。孟加拉湾地区的热带西风是逐渐从南到北推进的,在28候前,副热带西南风很强,28候两支偏西气流很快合并,且热带西风成为主流,其后不断北扩,于36候完全控制了25°N以南的地区。在印度半岛地区,也有两支西风气流,热带西风也是逐渐从南到北推进的,31候已与副热带西风完全合并,并成为主导气流。阿拉伯海地区,28候前15°N以南为副热带西风转向后的东北气流控制,在30候热带西风进入该区,32候变为西南偏西风。由此可见,若以热带偏西风的进入作为夏季风爆发的标志,则

南海、中南半岛和孟加拉湾地区的季风都是在28候同时爆发的。孟加拉湾以西的印度半岛和阿拉伯海地区,夏季风逐渐由南向北推进,31候以前开始在10°N以南建立,在全区建立约需1个月,未见突发性。

南海季风的爆发日期在个别年份可有很大差异,但是,在5~20°N的纬度带,孟加拉湾、中南半岛和南海地区仍是在同一候,印度半岛和阿拉伯海地区则有明显滞后。图2给出了季风爆发较早的1994年上述4个地区低层风场的纬度-时间演变。可见,孟加拉湾、中南半岛和南海地区的热带季风在25候同时爆发,而印度半岛是在31候。所得的结论与6个代表性区域850 hPa多年候平均风矢的时间演变特征相同。

由TBB值的大小可以判断是否有对流发生以及对流的强度,因而TBB常被用于季风爆发特征的研究<sup>[16, 24]</sup>。本文利用TBB年距平的时间变化来研究季节变化特征。当某地的TBB年距平从正值变为负值时,可以认为发生了季节转换。在热带地区, TBB年距平正值和负值的转换时间不仅标志对流爆发,也标志热带夏季风爆发。

图3是中南半岛(a)、孟加拉湾(b)、南海(c)和印度半岛(d)等地区TBB多年候平均年距平的纬度-时间演变。由图可见,在中南半岛北部15~25°N纬度带内,对流在23候就已增强,但南部地区对流爆发却出现在27~28候(图3a)。孟加拉湾地区的

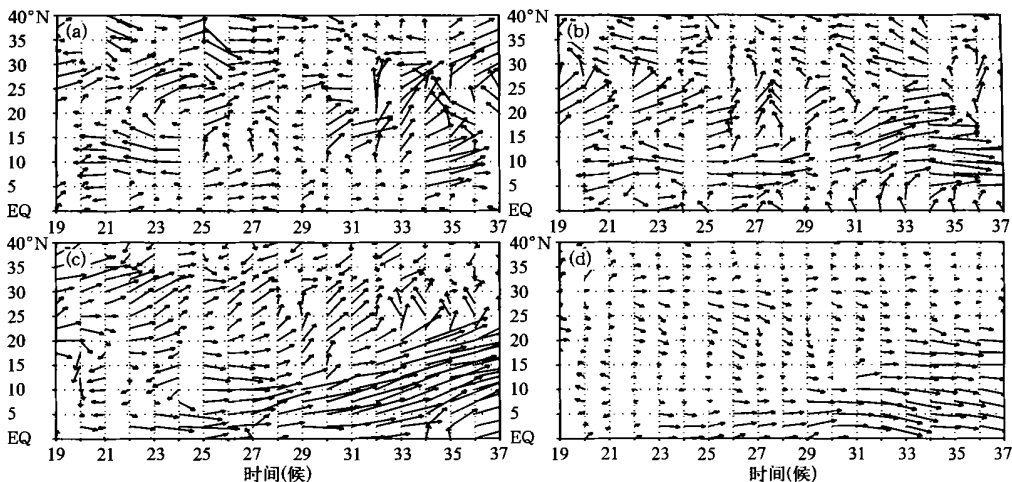


图2 亚洲热带季风区内代表性区域1994年850 hPa候平均风矢的纬度-时间演变

(a. 南海, b. 中南半岛, c. 孟加拉湾, d. 印度半岛)

Fig. 2 The latitude-time variations of the 1994 pentad mean wind vectors at the 850 hPa level averaged in the representative regions

(a. the South China Sea, b. the Indo-China Peninsula, c. the Bay of Bengal and d. the India Peninsula)

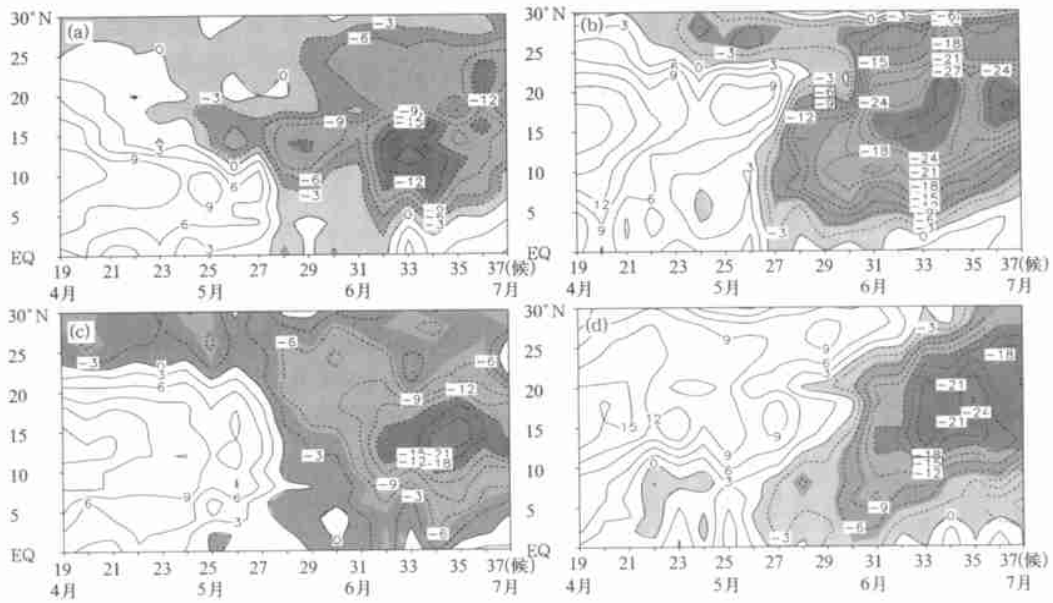


图3 中南半岛(a)、孟加拉湾(b)、南海(c)和印度半岛(d)等地区TBB多年平均年距平的纬度-时间演变

Fig. 3 The latitude-time variations of the multi-yearly pentad mean departures from the annual mean of the TBB in the Indo- China Peninsula (a), the Bay of Bengal (b), the South China Sea (c) and the India Peninsula (d)

对流是在  $25^{\circ}\text{N}$  以北的陆地首先爆发的, 海洋上对流的爆发也在 27~ 28 候(图 3b)。南海地区与上述两地类似,  $25^{\circ}\text{N}$  以北的陆地首先爆发对流, 海上的对流则爆发于 27~ 28 候(图 3c)。上述 3 个地区的对流爆发具有共性, 即热带外地区先有对流爆发, 热带地区的对流爆发在后, 并具有突发性。中南半岛地区 27 候前北部的对流是由该处的气旋性辐合气流所引起。南海和孟加拉湾北方大陆的对流是由沿  $30^{\circ}\text{N}$  的偏西气流辐合带造成。这 3 个地区热带对流即夏季风的爆发几乎是同时的, 都在 27~ 28 候。此时间与从偏西或偏南气流建立得到的季风爆发时间基本相同。印度半岛地区的对流发展过程(图 3d)完全不同。27 候前在  $10^{\circ}\text{N}$  以北没有对流爆发, 季节转换偏晚。在  $10^{\circ}\text{N}$  以南, 21~ 24 候出现弱对流, 以后又中断, 直到 27 候, 赤道附近对流增强, 以后逐渐向北推进, 30~ 31 候对流突然增强, 并向北扩展到  $25^{\circ}\text{N}$ 。33 候对流再度大幅增强且北扩至印度半岛全域。35~ 36 候, 强对流中心已移到印度中北部。因此, 从对流活动看, 在印度半岛地区夏季风的建立是由南向北逐渐推进的, 南部在 30~ 31 候建立, 全域建立已是 35~ 36 候了。这一结论也与低层风场演变得到的相同。

由以上的分析可见, 若以“候”作为时间单位, 则  $90^{\circ}\text{E}$  以东的孟加拉湾、中南半岛和南海地区的热带夏季风(对流)是同时爆发的, 多年平均爆发时间在 5 月第 3~ 4 候(即 27~ 28 候), 具有突发性。但个别年份的爆发时间可能有很大差异, 1994 年在 25 候爆发。在印度和阿拉伯海地区, 热带夏季风是由南向北渐进式爆发, 印度全域季风的平均爆发时间约在 6 月第 3~ 4 候(即 33~ 34 候), 但 1994 年在 31 候。看来  $90^{\circ}\text{E}$  是东亚季风(南海季风)与南亚季风(印度季风)的分界线。

### 3 亚洲热带夏季风在孟加拉湾至南海地区首先爆发的机理

从上节的分析可见, 亚洲热带夏季风于 5 月第 3~ 4 候首先在  $90^{\circ}\text{E}$  以东的孟加拉湾至南海地区同时爆发, 其机理是什么呢? 多数学者在讨论季风的成因和变异时, 强调海洋的影响。统计事实也表明, 在 El Nino 年夏季风爆发偏晚偏弱, La Nina 年偏早偏强。但海洋和陆地的热力对比既然是季风的主要成因, 则影响夏季风爆发早晚和强度的主要因子应是两者加热异常程度的差异。由于海洋的热惯性很大, 海温的季节变化相对于陆地不明显, 而大陆和高

原的热惯性小, 地温和近地层气温的季节变化十分明显, 其季节变化的异常可导致海陆热力差异的异常, 从而影响季风爆发的早晚和强弱。因此, 在影响夏季风爆发早晚和强度的主要因子中, 陆地加热异常可能比海洋更为重要。海陆热力对比可有不同的尺度, 对于夏季风的首发时间和地点, 大尺度的热力对比可能起主要作用。因此, 中高纬度大陆的热力异常在季风的爆发过程中, 也应起到十分重要的作用。大陆地区高原和平地之间的热力对比, 同样也会影响季风爆发的早晚和强弱<sup>[17]</sup>。

地面气温可用来表征陆地和海洋下垫面的热力状况。图 4 是 1980~1994 年平均的南海季风爆发时和爆发前后某些候表面气温的合成演变。南海北面的东亚大陆在季风爆发前第 8 候开始迅速增温, 而且增温最早发生在 25~40°N 和 105~120°E 的中国东部大陆地区, 12 °C 等温线向北突出, 在 115°E 附近到达 30°N 以北。在 120°E 有一条准南北走向的东西向温度梯度大值带(图 4a)。季风爆发前第 6 候, 12 °C 等温线向西扩展到 110°E 附近, 105~

120°E 的温度继续升高, 在 35~40°N 形成 16 °C 闭合等温线(图 4b)。季风爆发前的第 4 和 2 候, 16 °C 等温线更向北突进, 并向西扩展, 使 25~40°N 纬度带成为明显的高温区, 沿 120°E 的东西向温度梯度进一步增大(图 4c, d)。到季风爆发候, 20 °C 等温线又在该区北进(图 4e)。在东亚和中国东海岸一直有一个温度槽, 并逐渐加深, 形成明显的局地海陆热力对比。夏季风爆发后, 上述温度分布特征仍然维持(图 4f)。可见, 南海季风爆发前中国东部地区的表面气温较西太平洋海区及其西面大陆的气温都要高, 致使大陆高压首先在中国东部地区减弱而形成低压, 引导西南气流到达南海地区, 这是亚洲夏季风最早在南海地区爆发的重要机制。因此, 中高纬 110~120°E 地面的迅速加热对季风爆发的日期和首发地点都有关键的作用。

此外, 我们也分析了多年平均的海平面气压 3~6 月的时间演变(图略)。发现, 3 和 4 月大陆地区均被高压带控制, 高压带海陆相连, 热带和副热带地区的低压带随时间逐渐整体北移。5 月, 热带低压

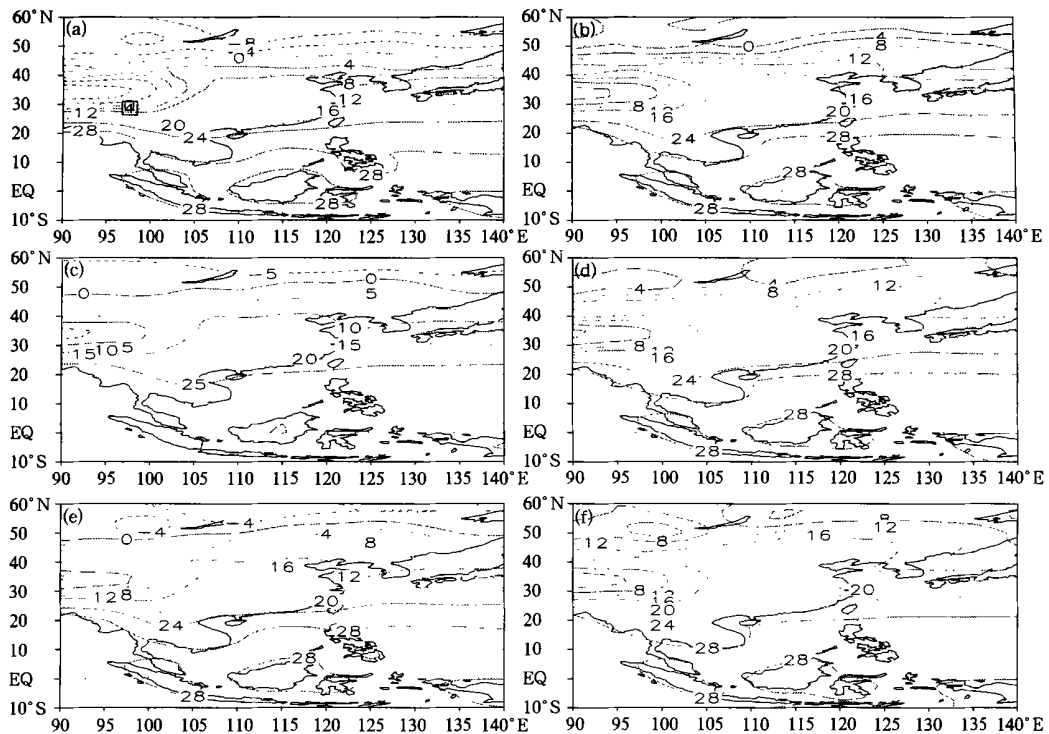


图 4 1980~1994 年平均的南海季风爆发(5 月 4 候)前后某些候表面气温的合成演变(图中 a~f 分别表示南海季风爆发前 8, 6, 4 和 2 候, 爆发时和爆发后 2 候的表面气温(°C)的分布)

Fig. 4 The composite surface temperature (°C) distributions averaged in 1980~1994 a~d for 8, 6, 4 and 2 pentads before the monsoon onset, e for the onset pentad and f for 2 pentads after the monsoon onset, respectively

首先在  $90^{\circ}\text{E}$ ~ $140^{\circ}\text{E}$  范围突破中高纬高压带,并在该处生成大陆低压中心。为了揭示中高纬度陆地加热作用对季风爆发的影响,还分析了 1~6 月沿  $50^{\circ}\text{N}$  海平面气压纬向偏差的时间演变(图略)。结果发现,在高纬度  $0^{\circ}$ ~ $145^{\circ}\text{E}$  的大陆地区,3 月以前一直是同纬度带的高压区,4 月低压首先在  $115^{\circ}$ ~ $145^{\circ}\text{E}$  突破高压带,5 月低压带向西扩展到  $100^{\circ}\text{E}$ 。因而,在亚洲季风的爆发中,大陆热力作用的季节变化显得比海洋的更为重要。中高纬东亚大陆,在决定大尺度海陆热力差异和热带夏季风首先爆发的地点中,起了十分关键的作用。海平面气压与地面气温的时间演变特征是完全一致的。

由于受地形高度的影响,不同高度上的表面气温并不能反映热力对比,但积温(某一候温度与第 1 候温度的差值)可以反映温度的变化速率。因此,文中分析了季风爆发候的积温分布(图 5)。发现,  $25^{\circ}\text{N}$  以南的地区表面气温变化很小,  $30^{\circ}\text{N}$  以北的区域气温升高很快,特别是在  $40^{\circ}$ ~ $45^{\circ}\text{N}$  的狭长地带内,  $90^{\circ}\text{E}$  以东地区的积温在季风爆发时已达  $30^{\circ}\text{C}$ 。积温梯度明显的地区在  $40^{\circ}\text{N}$  以南和  $90^{\circ}\text{E}$  以东地区。该地区南面增温慢,北面增温快,使季风爆发时相同高度上的南北温度梯度迅速翻转。这种表面气温的时间演变和积温的区域分布,使大陆热低压首先在该地区内形成,促使海陆相连的中高纬度高压带断裂。因此,热带夏季风首先在  $90^{\circ}\text{E}$  以东地区爆发。还发现,在  $90^{\circ}\text{E}$  以西,  $30^{\circ}\text{N}$  南北地区内的积温差异不大,因此,在南海季风爆发时,印度半岛所在经度带内的南北积温梯度仍很小,南北温度梯度的反转尚未发生,这就决定了印度热带夏季风爆发要比南海夏季风晚。同时,也决定了  $90^{\circ}\text{E}$  以东的孟加拉湾至南海地区的夏季风几乎同时爆发,而  $90^{\circ}\text{E}$  以

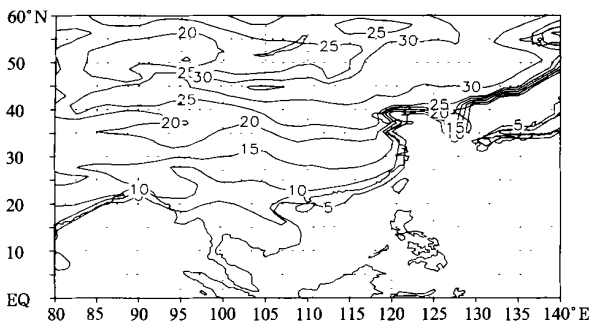


图 5 南海热带夏季风爆发候(5 月第 4 候)的积温分布( $^{\circ}\text{C}$ )

Fig. 5 The multi-year averaged temperature differences ( $^{\circ}\text{C}$ ) of the SCS summer monsoon onset time from the first pentad of the year

西的印度和阿拉伯海夏季风也几乎同时爆发的特征。

为了说明陆地加热比海洋加热在热带季风爆发中的作用更为重要,本文挑选 1991 和 1994 年分别作为季风爆发晚年和早年的代表,分析陆地( $25^{\circ}$ ~ $40^{\circ}\text{N}$ ,  $110^{\circ}$ ~ $120^{\circ}\text{E}$ )和海洋( $10^{\circ}$ ~ $25^{\circ}\text{N}$ ,  $120^{\circ}$ ~ $130^{\circ}\text{E}$ )关键区中 19~36 候表面气温和海平面气压的累计距平变化(见图 6)。不难看出,在季风爆发早年(1994),陆地关键区中的地表气温累计距平 21~27 候增加很快(图 6a),而同一时期内海平面气压累计距平减小也很快(图 6b)。与陆地相比,海洋关键区中海表气温和气压的累计距平虽然与陆地呈同样的变化趋势,但变幅要小得多(图 6c, d)。因此陆海间表面气温累计距平的差值从 20 候开始变为迅速增大的正值,而气压累计距平的差值在 24~30 候为负值,27 候达最大(图 6f)。在季风爆发晚年(1991),陆地关键区中的地表气温累计距平 22~26 候下降很快,均为负值,而同一时期内海平面气压累计距平增大也很快,均为正值。海洋关键区中海表气温累计距平几乎不变,而气压的累计距平虽然与陆地区内呈同样的变化趋势,但变幅要小得多。因此,陆海间表面气温累计距平的差值从 21 候开始迅速减小为负值,而气压累计距平的差值迅速增大为正值。可见,在海陆的热力差异中,起主要作用的是陆地的加热异常,在季风爆发早年,陆地从 4 月初就有加热的正异常,在晚年有负异常。从海陆感热加热异常的差异分析可得出相同的结论。

影响气温和气压变化的重要因素之一是地面对大气的加热作用,其中感热可直接加热大气,而潜热以向大气提供水汽的方式向大气输送能量,一旦凝结,则大气获得热量。下面着重分析 4~5 月各旬地面感热通量的变化,见图 7。由图可知,从 4 月 1 旬至 5 月 3 旬,在  $90^{\circ}\text{E}$  以西的印度地区、青藏高原西部和伊朗高原,感热通量的分布形势几乎不变,在  $30^{\circ}\text{N}$  以南的印度半岛上是感热通量的大值中心,以北的伊朗高原上是小值中心,感热通量的南北梯度一直没有变号。但是,在  $90^{\circ}\text{E}$  以东的大陆地区,在 4 月 1 旬有两个感热通量中心,南部的中心在中南半岛的西北部,北部的在以  $30^{\circ}\text{N}$ ,  $110^{\circ}\text{E}$  为中心的中国北方地区。南部的中心值超过  $100\text{ W/m}^2$ ,大于北部的中心值。随着时间的推移,南部的中心逐渐减弱,北部的中心逐渐增强。到季风爆发旬(5 月 2 旬),南部的感热中心消失,北部的中心成为强度强

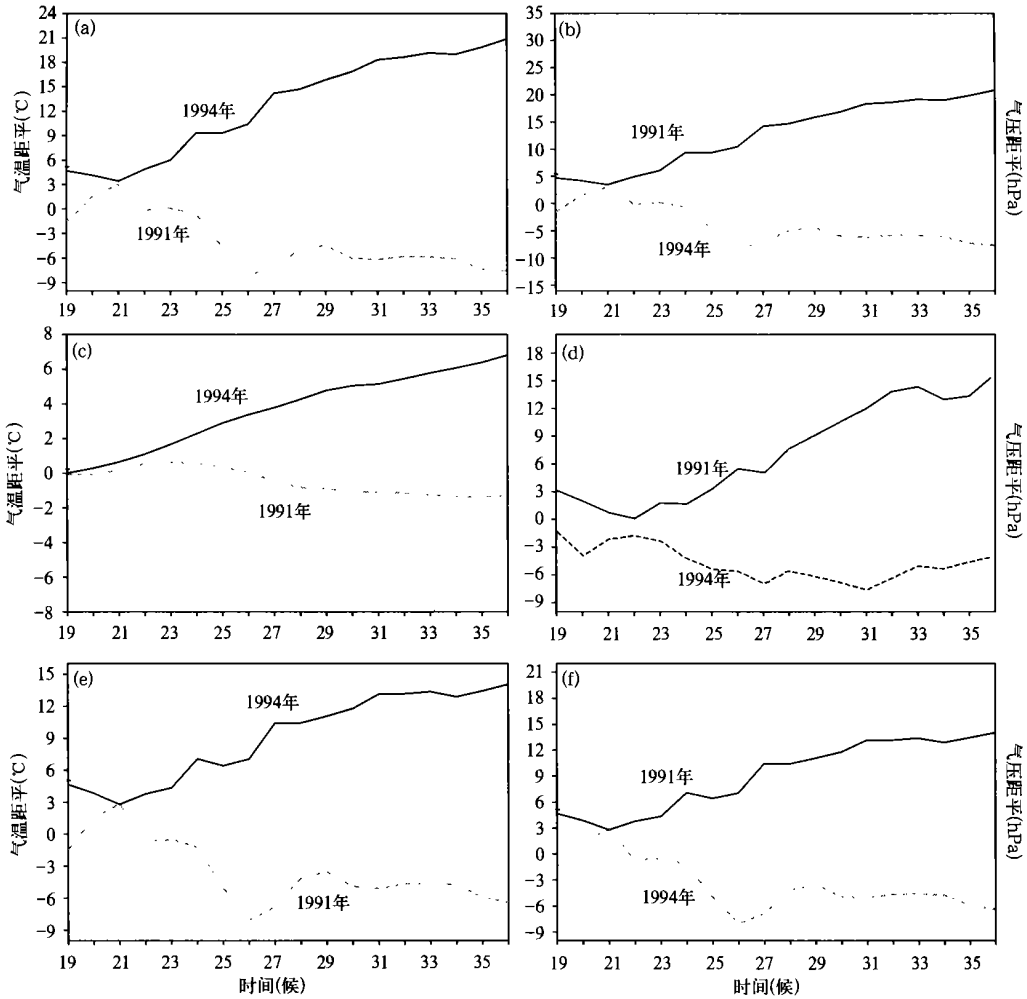


图 6 1991 和 1994 年第 19~36 候陆地关键区 (a, b) 和海洋关键区 (c, d) 中累计表面气温距平 ( $^{\circ}\text{C}$ ; a, c) 和累计海平面气压距平 (hPa; b, d) 以及陆海间的累计距平差值 (e, f) 的时间演变

Fig. 6 The time variations of surface air temperature ( $^{\circ}\text{C}$ ; a, c) and the sea level pressure (hPa; b, d) anomalies in the land key area (a, b) and the ocean key area (c, d), and their differences of the integrated anomalies (e, f)

范围大的东亚大陆感热加热中心。正是这个强度不断增强、范围不断扩大的感热加热中心对大气的不断加热,使得以  $30^{\circ}\text{N}$ ,  $110^{\circ}\text{E}$  为中心的中国北方地区成为增温和降压最快的地区。从而使南北加热梯度和大气低层温度梯度首先在东亚地区变号。可见,  $90^{\circ}\text{E}$  以东和以西地区感热加热场的这种完全不同的时间变化,是促成热带夏季风首先在  $90^{\circ}\text{E}$  以东地区爆发,而以西地区滞后约 1 个月爆发的根本原因。从潜热通量的空间分布和时间演变(图略)可以看出,中国东南沿海高潜热带的存在和不断增强北扩,给热带季风首先在  $90^{\circ}\text{E}$  以东地区爆发创造了有利

的水汽条件。

#### 4 南亚高压中心位置和亚洲夏季风爆发的关系

众所周知,夏季大气高层(100~300 hPa)的主要环流系统是南亚高压,或称南亚反气旋(本文均以“南亚高压”称之)。在夏半年的 5~9 月,南亚高压中心主要在青藏高原或伊朗高原上,形成夏季南亚高压的两类平衡态<sup>[22, 23]</sup>。

图 8 给出 200 hPa 上 1958~1997 年每年各候 (a) 和 40 a 平均各候 (b) 的所有反气旋环流中心的位

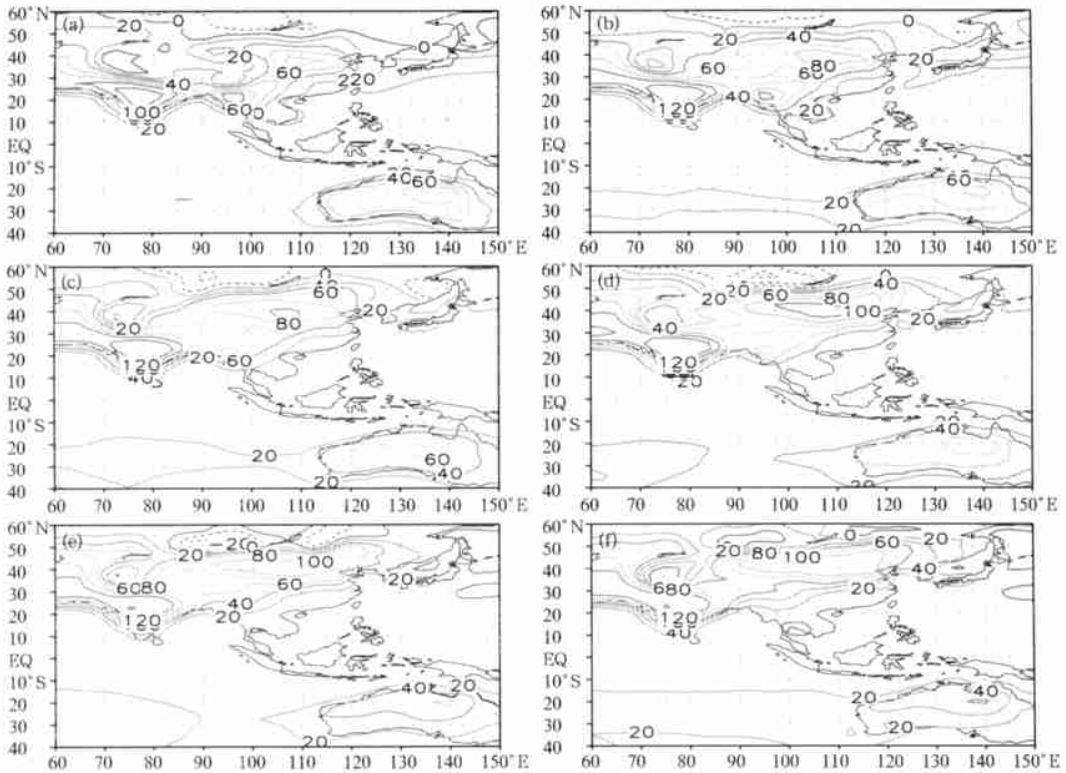


图 7 多年平均 4~5 月地面感热通量密度的空间分布和时间变化

(a, b, c 为 4 月 1~3 旬; d, e, f 为 5 月 1~3 旬。感热通量密度单位:  $W/m^2$ )

Fig. 7 The multi-yearly averaged spatial and temporal variations of the surface sensible heat flux density ( $W/m^2$ ) with a, b, c and d, e, f denoting the first, second and third decades of April and May, respectively

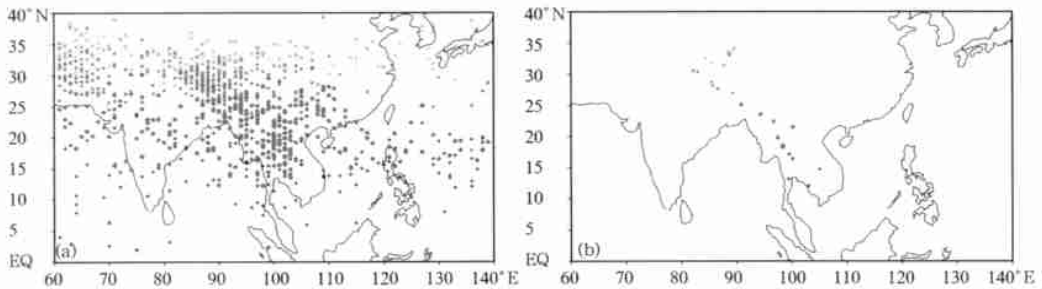


图 8 1958~1997 年 4~7 月每年各候(a)和 40 a 平均(b)各候 200 hPa 反气旋中心的地理分布

(图中“+”表示 19~23 候,“o”表示 24~30 候,“•”表示 31~36 候,“x”表示 37~42 候)

Fig. 8 The geographic distributions of the anticyclone centers at the 200hPa level (a for all pentads and b for the 40 year pentad averages from April to July during 1958~1997 The symbols + represent the 19-23, o the 24-30, • the 31-36 and x the 37-42 pentads, respectively)

置。图中的环流中心既包含了主中心,也包含了次中心。但是,各候的平均环流中心仍为一个(图 8b),19~23 候的中心都在  $15^{\circ}N$  以南的中南半岛南部,24~30 候的中心在  $15\sim 25^{\circ}N$  中南半岛西北部,31~36 候的中心在青藏高原上的  $25\sim 30^{\circ}N$ ,  $80\sim$

$90^{\circ}E$ , 37~42 候的中心都在  $30^{\circ}N$  以北。因此,可以将南亚高压中心越过  $20$  和  $25^{\circ}N$  的时间分别作为南海季风爆发和印度季风建立的平均日期。根据上述标准,由 200 hPa 反气旋环流中心确定的 1958~1997 年逐年亚洲夏季风在南海爆发的时间绘于图



9a, 在印度半岛地区南部建立的时间绘于图 9b。图中还同时绘出了何金海等<sup>[25]</sup> 综合的南海季风爆发日期, 姚永红等<sup>[20]</sup> 用大气低层湿位涡(MPV) 的时间变化定义的南海和印度夏季风爆发日期, 以及用

印度半岛(10~ 20°N, 70~ 85°E) 范围内平均的 850 与 200 hPa 纬向风切变距平的变号时间确定的印度夏季风爆发日期<sup>[26]</sup>, 以作比较。

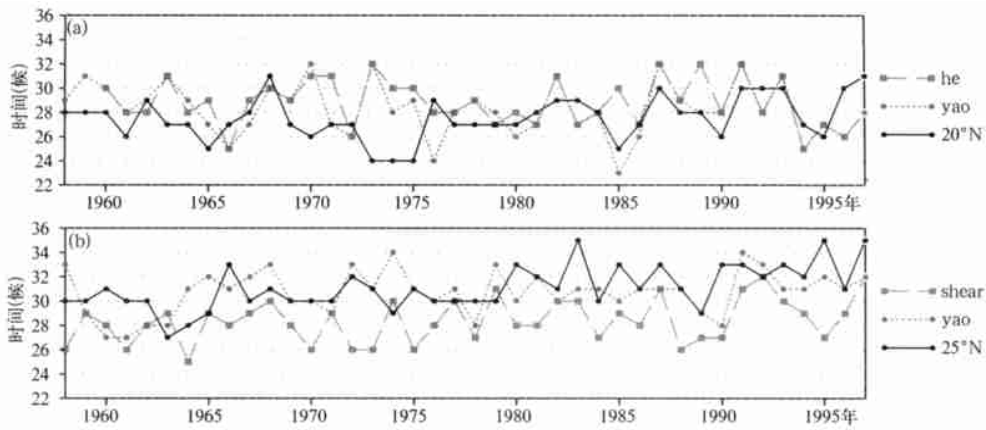


图 9 由 200 hPa 反气旋环流主中心确定的 1958~ 1997 年逐年亚洲夏季风在南海爆发的时间(a), 以及在印度半岛地区南部建立的时间(b)

(“yao 等”表示用姚永红等<sup>[20]</sup>方法确定的时间,“he 等”和“shear”表示何金海等<sup>[25]</sup>和风切变确定的时间)

Fig. 9 The SCS (a, 20°N) and the Indian (b, 25°N) summer monsoon onset time determined with the positions of the 200 hPa anticyclone centers during 1958~ 1997. For comparison, the onset time determined with Yao's MPV, He's and Webster's methods is also shown in the figure by denoting “Yao” or “MPV”, “He” and “shear”, respectively.

由图可见, 200 hPa 南亚高压反气旋主中心确定的南海季风爆发时间, 最早在 24 候, 最晚在 31 候, 平均为 28 候。季风建立较早的年份为 1961, 1965, 1970, 1973, 1974, 1975, 1985, 1990 和 1995 年, 较晚的年份为 1968, 1976, 1982, 1983, 1987, 1991, 1992, 1993, 1996 和 1997 年。不难看出, 南海季风爆发偏早的年多数在 20 世纪 80 年代以前, 偏晚的年份则出现在 20 世纪 80 年代以后, 有明显的年代际变化, 表明海温的冷暖模态对季风爆发时间可能有较大的影响。与姚永红等<sup>[20]</sup> 和何金海等<sup>[25]</sup> 的结果相比, 只有 1970~ 1975 年有较大的差异, 其他年份基本上是一致的。在印度半岛地区, 由南亚高压反气旋主中心确定的印度季风爆发时间, 最早在 27 候, 最晚在 35 候, 平均为 31 候, 与低层风场和 TBB 确定的时间也很一致。姚永红等<sup>[20]</sup> 用湿位涡确定的时间, 最早在 27 候, 最晚在 34 候, 平均在 30.7 候, 与南亚高压反气旋中心确定的印度季风爆发时间十分接近。用风场切变确定的最早、最晚和平均时间分别为 25, 32 和 28.38 候, 相对偏早。由南亚高压反气旋中心确定的印度季风爆发时

间较早的年份为 1963, 1964, 1965, 1974 和 1989 年, 较晚的年份为 1966, 1972, 1980, 1981, 1983, 1985, 1987, 1990, 1991, 1992, 1993, 1994, 1995 和 1997 年。可见, 印度季风也有明显的年代际变化。20 世纪 80 年代以前, 爆发偏早, 其后偏晚, 与南海季风的年代际变化类似。因此, 季风爆发时间的早晚, 确实与 El Nino 事件存在某种联系。

## 5 结 论

从 850 hPa 风场和 TBB 等物理量时空演变特征的分析发现, 亚洲热带夏季风约在 27~ 28 候首先在 90°E 以东的孟加拉湾、中南半岛和南海地区爆发, 具有突发性和同时性; 90°E 以西的印度半岛和阿拉伯海的热带夏季风于 30~ 31 候在 10°N 以南爆发, 然后逐渐向北推进, 6 月中下旬在全区建立, 故印度全区季风爆发的平均时间可定为 33~ 34 候。南海季风爆发时, 低层西南风增大。印度季风爆发时, 低层偏西风增大。由于亚洲热带夏季风是一种大尺度的环流演变过程, 因此, 将 90°E 以东的孟加拉湾、中南半岛和南海划为一个区域, 作为热带夏季

风的首发区,将  $90^{\circ}\text{E}$  以西的印度半岛和阿拉伯海划为另一个区域,作为热带夏季风的后发区,是合理的。 $90^{\circ}\text{E}$  可看作东亚季风和南亚季风的分界线。

由于  $110\sim 120^{\circ}\text{E}$  的中高纬东亚大陆在春季和初夏的感热通量密度迅速增大,近地层大气迅速增暖,地面气压不断下降,因而热带地区的低压带首先在该处冲破了高压带,生成大陆低压,从而引导西南气流在  $90^{\circ}\text{E}$  以东地区建立并向大陆推进。地面感热、温度和气压的这种季节演变,正是亚洲夏季风在  $90^{\circ}\text{E}$  以东的孟加拉湾至南海地区首发的主要机制。在  $90^{\circ}\text{E}$  以西的印度半岛地区,感热的空间分布在 4~5 月间变化很少,南北向的感热梯度变号时间远较  $90^{\circ}\text{E}$  以东的孟加拉湾至南海地区为晚,促使印度季风比南海季风爆发晚约 1 个月。因而,从感热通量空间分布的季节变化看,  $90^{\circ}\text{E}$  也是东亚季风和南

亚季风的分界线。表面气温季节变化的分析还表明,在海陆的热力差异中,起主要作用的是陆地的加热异常,在季风爆发早年,陆地从 4 月初就有加热的正异常,在晚年有负异常。

可将南亚高压中心跳过  $20^{\circ}\text{N}$  的候作为南海夏季风爆发的时间,而跳过  $25^{\circ}\text{N}$  的候作为印度夏季风在其南部爆发的时间。将用上述指标确定的季风爆发时间与用其他方法确定的时间相比较,发现它们在南海地区有较好的一致性,在印度半岛地区,用 MPV 方法确定的时间与之十分接近,而用风场切变方法确定的季风爆发时间偏早。还发现亚洲热带夏季风爆发的早晚与海温的冷暖模态有关,具有明显的年代际变化,爆发较晚的年份往往与 El Nino 年对应。

## 参考文献

- 1 Lau K-M, Yang S. The Asian monsoon and predictability of the tropical ocean-atmosphere system. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1996, 122: 945~957
- 2 Wang B, Wu R G. Peculiar temporal structure of the South China Sea summer monsoon. *Adv Atmos Sci*, 1997, 14: 177~194
- 3 陈隆勋,朱乾根,罗会邦等. 东亚季风. 北京: 气象出版社, 1991. 362pp
- 4 Ding Y H, Murakami M. The Asian Monsoon. Beijing: China Meteorological Press, 1994. 263pp
- 5 Tao S Y, Chen L X. A review of recent research of the East Asian summer monsoon in China. In: Chang C P, Krishnamurti T N, eds. *Monsoon Meteorology*. Oxford University Press, 1987. 60~92
- 6 Ma H N, Ding Y H. The present status and future of research of the East Asian monsoon. *Adv Atmos Sci*, 1997, 14: 125~140
- 7 吴尚森,梁建茵. 南海西沙地区季风季节变化的气候特征. *大气科学*, 1998, 22(5): 771~777
- 8 王启,丁一汇. 南海与孟加拉湾季风演变的对比分析. 见: 何金海等编. 亚洲季风研究的新进展. 北京: 气象出版社, 1996. 115~124
- 9 史学丽,丁一汇. 1994 年中国华南大范围暴雨过程的形成与夏季风活动的研究. *气象学报*, 2000, 58(6): 666~678
- 10 刘霞,谢安,叶谦等. 南海夏季风爆发的气候特征. *热带气象学报*, 1998, 14(1): 28~37
- 11 朱伟军,孙照渤,齐卫宁. 南海季风爆发及其环流特征. *南京气象学院学报*, 1997, 20(4): 440~446
- 12 Wang B, Xu X H. Northern hemisphere summer monsoon singularities and climatological intraseasonal oscillation. *J Climate*, 1997, 10(5): 1071~1085
- 13 何金海,罗京佳. 南海季风爆发和亚洲夏季风推进特征及其形成机制的探讨. 见: 亚洲季风研究的新进展. 北京: 气象出版社, 1996. 74~81
- 14 张永生,吴国雄. 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. *气象学报*, 1998, 56(5): 513~528
- 15 张永生,吴国雄. 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: II 青藏高原及邻近地区地表感热加热的作用. *气象学报*, 1999, 57(1): 56~73
- 16 金祖辉. TBB 资料揭示的南海夏季风爆发的气候特征. 见: 丁一汇,李崇银编. 南海季风爆发和演变及其与海洋的相互作用. 北京: 气象出版社, 1999. 57~65
- 17 Qian Yongfu, Wang Shiyu, Shao Hui. A possible mechanism effecting the earlier onset of South westerly monsoon in the South China Sea compared to the Indian monsoon. *Meteor Atmos Phys*, 2001, 76(3-4): 237~250
- 18 He H Y, McGinnis J W, Song Z, et al. The onset of the Asian monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau. *Mon Wea Rev*, 1987, 115: 1966~1995
- 19 Li C, Yanai M. The onset and interannual variability of the Asian summer in relation to land-sea thermal contrast. *J Climate*, 1996, 9: 358~375
- 20 姚永红,钱永甫. 用湿位涡定义的南海西南季风指数及其与中国区域降水的关系研究. *南京大学学报(自然科学版)*, 2001, 37(6): 781~788

- 21 Qian Yongfu, Zhang Qiong, Yao Yonghong, et al. Seasonal variation and heat preference of the South Asia High. *Adv Atmos Sci*, 2002, 19(5): 821~ 836
- 22 Zhang Qiong, Wu Guoxiong, Qian Yongfu, The bimodality of the 100hPa South Asia High and its relationship to the climate anomaly over East Asia in summer, *J Meteor Soc Japan*, 2002, 80(4): 733~ 744
- 23 朱福康, 陆龙骅, 陈咸吉等. 南亚高压. 北京: 科学出版社, 1980. 16~ 17
- 24 何金海, 朱乾根, Murakami M. TBB资料提示的亚澳季风区季节转换及亚洲夏季风建立的特征. *热带气象学报*, 1996, 12(1): 34~ 42
- 25 何金海, 丁一汇, 高辉等. 南海夏季风建立日期的确定与季风指数. 北京: 气象出版社, 2001. 123pp
- 26 Webster P J, Yang S. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1992, 118: 877~ 926

## THE EARLIEST ONSET AREA OF THE TROPICAL ASIAN SUMMER MONSOON AND ITS MECHANISMS

Qian Yongfu Jiang Jing Zhang Yan Yao Yonghong Xu Zhongfeng

*(The Institute of Severe Weather and Climate, Nanjing University, Nanjing 210093)*

### Abstract

The spatial and temporal features of the multi-yearly pentad mean 850 hPa wind fields and the TBB fields were analyzed. It was found that the tropical Asian summer monsoon (TASM) onsets simultaneously and abruptly first over the whole area in the Bay of Bengal (BB), the Indo-China Peninsula (ICP) and the South China Sea (SCS), east of 90°E, in the 27th to 28th pentads of a year (pentads 3 to 4 in May) and therefore the whole area is the source area of the TASM; while the tropical Indian summer monsoon (TISM) onsets first in the south part of the India Peninsula (IP) and the Arabian Sea (AS) in the 30th to 31st pentads. Then it advances gradually northward and onsets in the whole area west of 90°E, by the end of June. Possible mechanisms were carefully analyzed and it was found that the rapid seasonal variations of the surface sensible heat flux, the air temperature and the surface pressure in spring and early summer in the middle to high latitudes of the East Asian continent between 110°E and 120°E is crucial responsible to the earliest onset of the South China Sea summer monsoon (SCSSM). It is the rapid warming that induces a continental depression to form and break through the high system of pressure originally located in the above continental areas. The low depression in turn introduces the southwesterly to come into the BB to the SCS areas, east of 90°E, and thus makes the SCSSM burst out first in Asia. In the IP area, west of 90°E, the surface sensible heat flux does not change almost during Apr. and May, the TISM onsets later than the SCSSM by about 1 month. Therefore, it is concluded that the meridian of 90°E is the demarcation line between the South Asian summer monsoon (SASM, i. e. the TISM) and the East Asian summer monsoon (EASM, including the SCSSM).

The relations of the onset time of the tropical summer monsoon to the seasonal changes of the South Asian High (SAH) at the 200 hPa level are emphatically discussed. It was found that the SAH center position has close relation to the onset time of the tropical monsoon. When the SAH center crosses 20°N, the SCS summer monsoon onsets and when it crosses 25°N the Indian summer monsoon begins in the south part. By comparison of the determined onset time with that determined by other methods, it is seen that they are in good consistency in the SCS area, however, they are somewhat different in the IP area.

**Key words:** The tropical Asian summer monsoon, The SCS summer monsoon, The India summer monsoon, Mechanism analyses, The South Asian High.