

海温及其变化对南海夏季风爆发的影响^{*}

毛江玉^{**} 谢安 宋焱云

(北京大学地球物理系 暴雨监测和预测国家实验室, 北京, 100871)

叶 谦

(中国科学院大气物理研究所, 北京, 100029)

摘 要

文中利用 15a(1982~1996) 的 NOAA 射出长波辐射(OLR)、NCEP/NCAR 的风场和海表温度(SST)再分析网格点资料研究了南海、太平洋和印度洋海温及其变化对南海夏季风爆发的影响。首先发现爆发时南海区域平均的海表温度高于 29[°]。季风爆发的时间与南海南部 SST 年循环最高值出现的时间基本一致。冬春季海表增暖是环流场突变的基础。SST 超前于低层西风和对流的增强而升高, 从而造成季节性的大气条件不稳定增大。通过暖池移动过程, 考察了南海夏季风爆发期间 SST 场、风场和 OLR 场的演变特征。季风环流的变化是对海表增温强迫的响应。最大暖水轴在 10^N 出现有利于 ITCZ 在南海建立。南海-西太平洋增温时, 具有很强的纬向不均匀性, 而印度洋则比较均匀。南海深对流的爆发与 SST 纬向梯度有关。

南海夏季风爆发的年际变化与 SST 异常有关系。季风爆发偏晚年和偏早年冬春季 SST 正、负距平区的符号相反。偏晚年的 SSTA 分布呈 El Niño 型, 偏早年的 SSTA 分布如同 La Niña 型。不同类型的 SST 异常对季风环流的影响不同。在 El Niño 型强迫下, 西太平洋副热带高压比常年偏南、偏西, 东风在南海维持的时间较长, 赤道西风出现的时间晚, 南海地区对流活动受到抑制, 故南海季风爆发偏晚。反之, 爆发偏早。

关键词: 海表温度异常, 夏季风爆发, 纬向梯度。

1 引 言

季风气候学研究表明, 东亚夏季风爆发最早。陈隆勋、罗绍华等^[1]指出, 南海地区的夏季风降水开始于 5 月中旬。陶诗言和陈隆勋^[2]给出的亚洲夏季风爆发的平均日期图显示, 南海夏季风爆发最早, 平均在 5 月中旬, 随后向西和向北推进, 因而南海夏季风爆发对于其后季风演变具有特别重要的意义。

^{*} 初稿时间: 1998 年 11 月 13 日; 修改稿时间: 1999 年 3 月 12 日。

资助课题: 科技部攀登 A “南海季风试验”项目和国家自然科学基金(编号: 49975023)。

^{**} 现在地址: 中国科学院大气物理研究所, 北京, 100029。

关于南海夏季风爆发的成因,可能有以下几种机制^[3]:1)海温的影响,2)热带强迫,3)青藏高原的作用,4)两半球相互作用,5)基本气流的对称不稳定。这些爆发机制的假说,还有待于进一步验证。其中的一些问题急需通过南海季风试验得以解决。

除了全球大气环流作为季风现象发生的大背景以外,海陆热力差异是季风环流主要的推动力。这种观点现在看来仍然是对的。海洋在气候形成和变化中的重要作用是众所周知的,因而海温及其变化对南海夏季风爆发不可能没有影响。

南海夏季风爆发于春末夏初,热带辐合带从赤道向南海的突然北跳伴随着亚洲季风爆发。然而,春季是海-陆-气系统失去其“记忆”最快的季节,同其它季节相比,它的可预报性小,存在“预报障碍”。Webster和Yang^[4]认为这一时期赤道环流特别“脆弱”,对于边界条件的变化或来自热带地区以外的随机强迫比较敏感。不难想象,暖池从赤道自南向北移动造成的海温变化对大气是一种强烈的强迫。于是,季风环流产生相应的响应。

鉴于南海季风爆发的重要性和研究中存在的某些不确定性,本文将重点研究南海、印度洋、太平洋海温及其变化对南海夏季风爆发的影响。考察SST季节变化对南海季风爆发的作用,暖池北移对热带大气环流的强迫作用以及SST异常与季风爆发年际变化的关系。

2 资料及处理

本文所使用的15a(1982~1996年)资料包括射出长波辐射(OLR)、850 hPa、200 hPa风场和SST。OLR、风场均是日平均的全球网格点资料,水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 经纬度。OLR取自NOAA,用以反映热带对流活动。SST、风场来源于NCEP/NCAR的再分析资料。

文中以候和月为基本时间单位做诊断分析,所以把这些日平均资料按中国候平均(每年72候)转化为候平均资料。

全球海表温度分周平均和月平均两种,分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 经纬度。为了与OLR、风场的候平均资料匹配,采用线性插值的做法,把周平均SST转变为候平均,得到1982~1996年逐候候平均SST。

3 南海夏季风爆发的定义

本文使用谢安、刘霞^[5]关于南海夏季风爆发时间的标准。定义南海区域($0 \sim 20^\circ \text{N}$, $105 \sim 120^\circ \text{E}$)平均的候平均OLR值下降至 235 W/m^2 ,同时区域平均850 hPa的纬向风由东风转为西风时为季风开始。按照该标准确定出1995年和1996年的爆发时间分别是6月第2候和5月第2候。1979~1994年逐年爆发日期见文献[5]。

气候平均爆发日期是直接根据多年平均的OLR和850 hPa纬向风,同时满足两个条件而确定的(图1)。平均爆发时间是5月第4候,这一日期与其它标准确定的平均爆发日期比较一致。如Lau和Yang^[6]用OLR作指标,Chen和Song^[7]利用TBB作指标确定出的南海夏季风爆发的日期均是5月中旬。说明用纬向风和OLR两指标确定南海夏季风爆发是比较合理的。因为它考虑到了流场的变化和降水的匹配问题。为了研究海温与南海夏季风爆发的关系,我们把SST(多年平均值)年变化曲线也绘入图中。

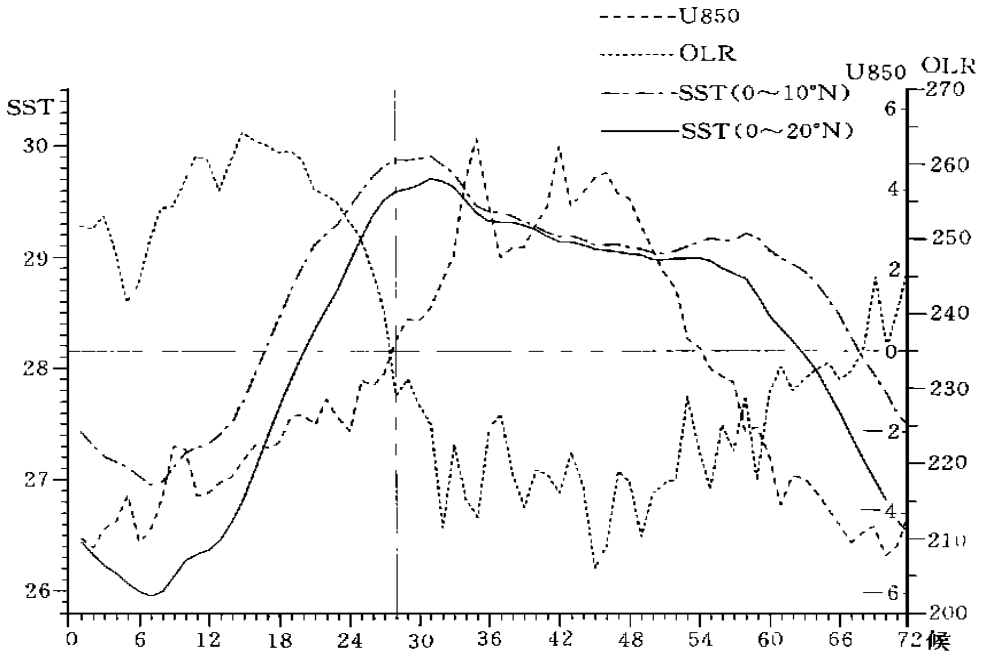


图1 多年平均的 OLR, 850 hPa 纬向风和 SST 时间演变

4 南海地区冬春季海温季节变化与夏季风爆发

南海夏季风爆发时,南海地区东西风突然交替和对流活动急剧增强。但任何事物的质变都不可能没有量变过程。与南海季风爆发相关的基本物理量(如下垫面加热场、气压场、风场和深对流场等)总有量的变化过程,不论这些变化是季节性的还是季节内的。

从多年平均的南海区域 SST、OLR 和 U_{850} 年循环(图 1)可发现,季风爆发时,整个南海区域平均的 SST 超过 29°C ,而南部($105^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$, $0^{\circ} \sim 10^{\circ}\text{N}$) SST 基本达到年循环最高值。这意味着区域平均的 SST 高于 29°C 是季风爆发的必要条件之一。

SST 与 OLR 的相关关系值得仔细研究。当 3 月中旬 SST 增暖到 27°C 时,两者由原来的正相关转变为反相关。3 月中旬以前 SST 偏低,南海没有对流活动,OLR 反映的是 SST 本身的高低;3 月中旬至季风爆发时与爆发后 4、5 候,随着 SST 逐步升高,对流云也逐步增多,OLR 下降,表明这段时间里海洋对大气的影响占主导地位。在夏季风活动盛期,OLR 持续偏低,SST 也降温,说明大气对海洋的作用占优势。

图 2 是多年平均的南海地区($105^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$)的 SST, OLR, U_{850} , U_{200} 月际变化率时间-纬度图。南海南部($0^{\circ} \sim 10^{\circ}\text{N}$) 增温到 5 月份,而北部($10^{\circ} \sim 20^{\circ}\text{N}$) 的增温可以持续到 7~8 月份,南北部增温幅度不同。风场和 OLR 场自 3 月中旬才有变化,200 hPa 纬向风变率最大中心位于中国华南地区而不在南海,它出现的时间比 850 hPa 正变率中心早。SST 先于低层西风和对流的增强而升高。

风场、OLR 场是在 SST 增温达到一定程度后才随之发生变化而引起季风爆发的。后

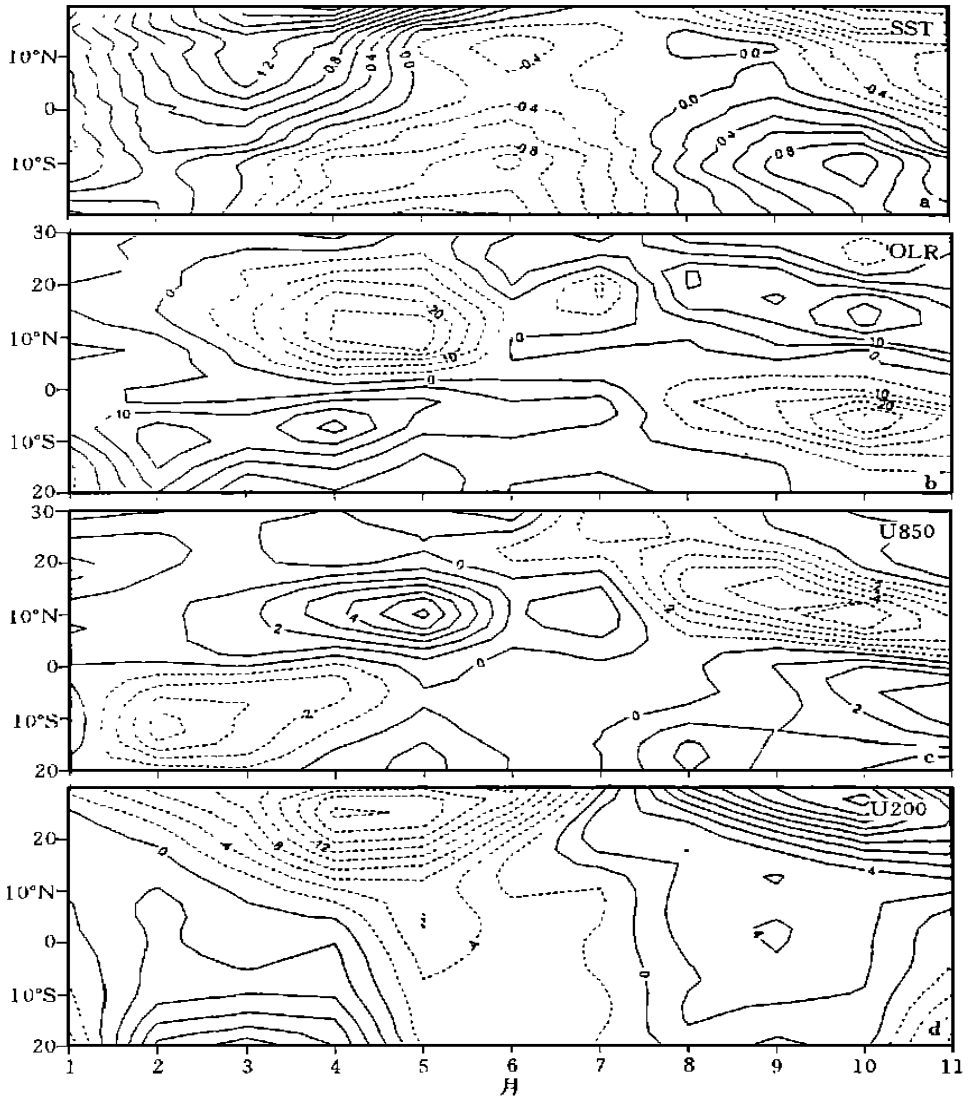


图2 多年平均的南海地区(105~120 E)的SST, OLR, U_{850} , U_{200} 月际变化率时间-纬度图

冬及春季南海SST一直是升高的,而流场和对流活动只是在晚春出现剧烈变化。SST季节性增温是环流场突变的基础。SST季节性升温一方面造成大气条件不稳定性增大,另一方面也会造成经、纬向热力对比发生突变。

由于太阳高度角增大,北半球海洋接收到更多的太阳辐射而不断增温。SST高,在海风的作用下,海洋向大气的感热通量增大,洋面上大气增温增湿,位势不稳定性增加。南海局地位势不稳定建立于爆发前3候^[5]。当有大尺度风场在南海辐合时,深对流就会发展起来。

图2还表现出另一个特点,一年中各物理量均有两个最大变率中心,一个位于5,6月,一个位于9,10月,这可能是叶笃正等早期发现的大气环流的“6月突变”和“10月突

变”。就南海夏季风的平均状况而言,应该称为“5月突变”。

5 南海夏季风爆发期间 SST 场、风场及 OLR 场演变特征

5.1 暖池北移与风场、OLR 场演变特征

南海夏季风爆发本身是由大尺度环流控制的,大尺度环流又依赖于下垫面非绝热加热场的改变。作为夏季风爆发特征量的海上对流云(用 OLR 反映)实际是海-气相互作用的产物。海洋对大气的强迫作用通过 SST 表现出来。

根据各年夏季风爆发时间,按季风开始日期作 SST, 850 hPa, 200 hPa 风场图合成图(图略)。以爆发时为 0 候,爆发前的 1, 2, ...8 候表示为 -1, -2, ...-8 候;爆发后为 1, 2 ...8 候。演变过程概括如下:暖池持续向北移动,使得北半球副热带增暖。-8 候,南海绝大部分海区 SST 不超过 29°C , 随后由 110°E ~ 120°E 的经向暖舌带动两侧海水升温,增温过程具有纬向不均匀性;到爆发时(0 候),南海-西太平洋 SST 高于 29°C , 并成为热带洋面上的最暖中心。印度洋 SST 起初比南海高,在爆发前 4 候时就达到了极大值。在这段时间里,200hPa 的南亚高压向西北方向移动,-8 候,中心位于南海中部(10°N , 120°E);爆发时,移到了 20°N , 100°E 附近。结果南海高空由西风转变为东北风。850 hPa 的副热带高压起初偏西偏南,-8 候,中心位于 28°N , 180° 附近,脊线西伸到 100°E ;到爆发时,西太平洋副热带高压突然向东撤出南海,同时南海地区由东风和东南风转变成西南风并影响到菲律宾,深对流活动区从赤道和中南半岛扩展到整个南海,南海夏季风全面爆发。简而言之,暖池北移造成了整个副热带增暖,信风系统撤退,赤道西风加强东伸,南海有组织的深对流发生,夏季风爆发。

由此可见,季风环流系统随着暖池北移而不断调整,南海夏季风爆发是下垫面海温场、高低层和上下游环流场共同作用的结果。其中西太平洋副热带高压的作用更直接一些。环流系统的变化又是海表增温强迫的响应。

统计分析^[8]与数值模拟^[9]均表明 ITCZ 与最大 SST 轴有密切关系。-8 候,最大 SST 轴基本位于赤道略偏南,对流活动也仅局限于近赤道地区。随着暖池北移,到-2 候,最大暖水轴移到 10°N 附近;爆发时,南海-西太平洋为最暖中心。由于暖洋面的蒸发及非绝热加热,使得低层大气增温增湿,大气变得极其不稳定。大气位势不稳定建立于-3 候。边界层中的湍流混合及摩擦层的气流辐合上升,产生对流。对流云的潜热加热和洋面加热共同促使对流继续发展和地面气压下降,而地面气压降低又反过来增加摩擦辐合上升运动和暖洋面上对流云的进一步发展。于是在南海形成了新的 ITCZ,相当于 ITCZ 自赤道北跳到南海。

在-8 候, 100°E ~ 140°E 间高海温区($> 29^{\circ}\text{C}$) 偏于南半球。这里是直接环流的热源区,下沉区在北半球。暖池向北半球移动,到 5 月中旬时,暖水堆积在 0° ~ 20°N 。南海-西太平洋与澳大利亚之间海陆热力差异驱动了初始季风环流圈,形成了 105°E 越赤道气流。爆发时,南海-西太平洋为最高 SST 区,这与 He^[10]发现的 0° ~ 100°m 高海温带于 5 月份在南海南部的出现比较一致。再次说明 SST 与南海季风爆发确有关系。

5.2 南海-西太平洋海温纬向梯度对爆发的影响

热带洋面 ITCZ 一般靠近最暖 SST 轴,ITCZ 的深对流可能要靠高海温来维持。南海

季风爆发时,南海季风槽的位置基本与 10°N 附近的高海温带相重合。印度洋上SST在-8候时就已经高于 28°C ,而且,到-4候时,阿拉伯海、孟加拉湾部分海区甚至高于 30°C ,但此时印度洋上却没有对流和季风性降水发生,只有到了6月份,印度洋上SST下降时,印度洋上夏季风才爆发。Webster^[11]就提出过这个SST与季风爆发的关联不一致的问题。这的确是一个很有意义的问题。

因此,我们计算了热带洋面SST纬向梯度(图3)。发现南海-西太平洋高SST区与印度洋高SST区水温分布存在显著差异。南海-西太平洋纬向梯度特别大,而印度洋各候纬向梯度均非常小。考虑 28°C 以上的高海温区,仅发现 105°E ~ 125°E 南海-西太平洋纬向梯度最大。 125°E 以东的太平洋上纬向梯度亦很小。海水密度是温度、盐度的函数,暖水堆中SST纬向梯度大,则密度梯度也很大。海水侧向混合、湍流交换比较剧烈,从而驱动了密度流的扰动。这种扰动有助于增加海洋向大气的感热通量和潜热通量以及水汽输送,海气相互作用异常剧烈,容易形成局地热力对流。海温梯度小,海水间的湍流交换也小,海气间的感热、潜热输送也小。

其中的原理类似冬季温带气旋与海洋环流场的关系。爆发性气旋发生在 0° ~ 23° 较大范围的海温区中,与SST的高低似乎没有确定的关系,但气旋的发展却与SST梯度有一定的关系^[13]。很多气旋出现在SST梯度最大的地方,并且与SST的经向梯度更密切。

看来,热带地区对流的发生不但和SST的高低有确定的关系,要求高于 27°C ,而且还和SST的纬向梯度有关系。南海-西太平洋SST纬向梯度大,更有利于对流的发生。相反,印度洋纬向梯度小,不易产生热力对流。也就是说,洋面上对流云容易发生在海温高且纬向梯度大的地方。因此,南海-西太平洋SST纬向梯度大可能是南海夏季风爆发早于印度洋的原因之一。这个问题有待于进一步研究。

6 南海季风爆发的年际变化及SST异常对爆发的影响

6.1 年际变化的环流特征

南海季风爆发存在较大的年际变化,爆发最早(1985年)与最晚(1993年)的时间差可达两个月。这里不仅存在逐年间的变化,也有几年的准周期变化。在研究的15a里,有7a(1982,1983,1987,1991,1992,1993,1995年)夏季风爆发在6月份,比气候平均日期推迟3~6候,属于爆发偏晚年,另外8a中有4a爆发接近5月第4候(1988,1989,1990,1994年)可以认为爆发正常。1984,1985,1986,1996年比气候平均值提早2~3候,1985年甚至早6候,不妨称之为爆发偏早年。

图4、图5是南海季风爆发偏早年与偏晚年850hPa风场合成图(只给出5月第4候、5月第6候、6月第2候)。比较发现,在爆发偏早年,850hPa赤道西风于4月第6候就已达 105°E ,西太平洋副热带高压脊只伸到 105°E ;爆发偏晚年此时并没有赤道西风,且副热带高压脊西伸到 100°E 以西。5月第4候偏早年南海夏季风已经爆发了,并影响到菲律宾以东地区,北太平洋副热带高压中心位于 30°N , 160°W 附近, 70° ~ 90°E 赤道西风和 105°E 越赤道气流均较强;偏晚年的这个时候副热带高压中心处在 28°N , 160°E 附近,南海南部仍为东风控制,上游赤道西风也不强。实际上,偏早年的赤道西风于4月第4候就位于赤道以北,接下来逐候加强东伸;而爆发偏晚年,4月第6候赤道西风还在赤道以南,

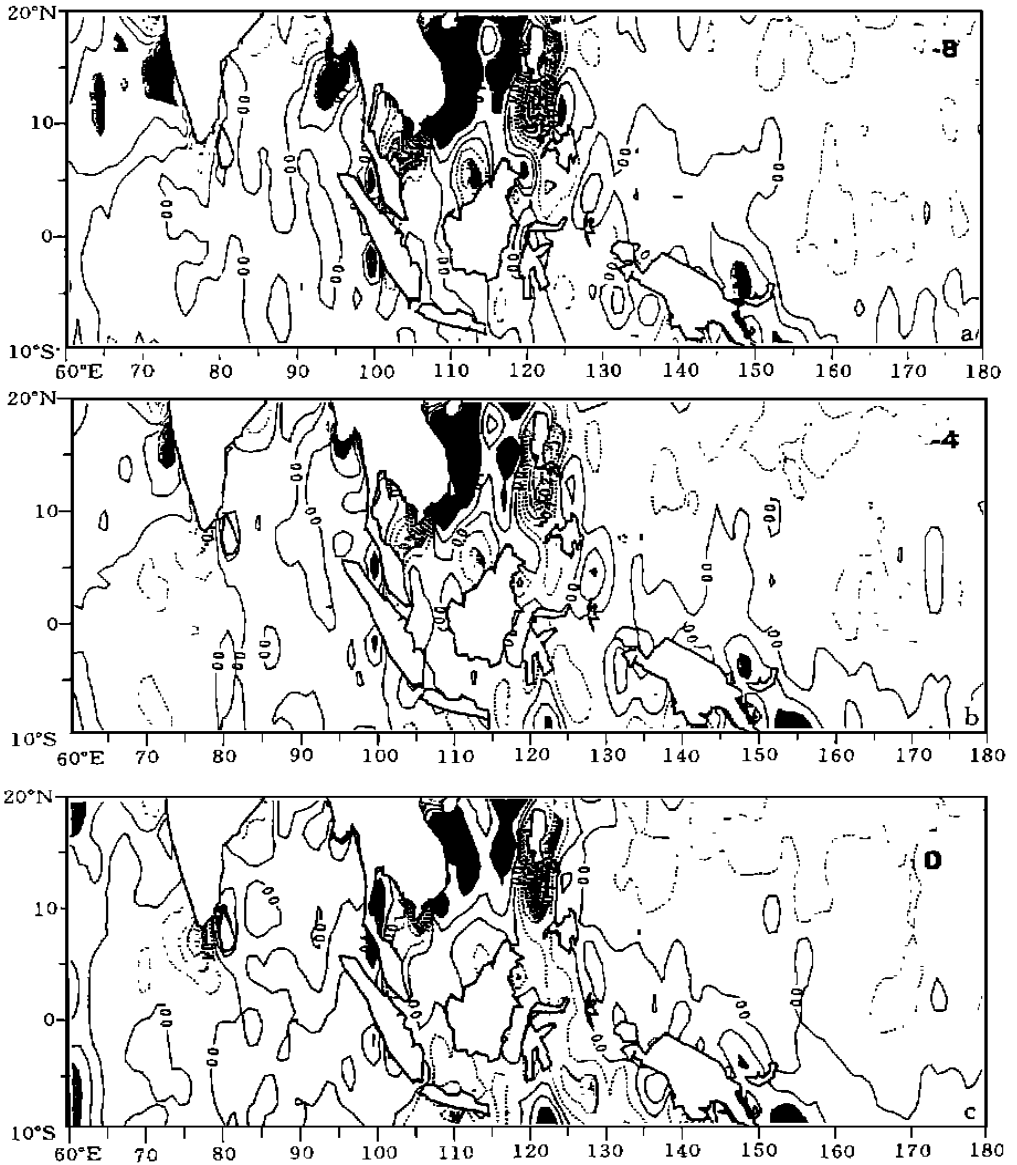


图3 南海夏季风爆发期间 SST 纬向梯度合成(1982~1996)图

(图中右上角的数字表示候数,阴影区为大于 0.1 / 经度的区域)

副热带高压中心基本维持在 30°N, 180° 附近。5 月第 6 候, 偏早年索马里低空急流加强, 西太平洋副热带高压有些加强西伸, 孟加拉湾夏季风爆发; 偏晚年这时的副热带高压才东撤到将近 30°N, 180° 位置, 因索马里急流和 70°~90°E 赤道西风加强, 南海北部出现西南风, 但南部仍为东风或东南风控制。当偏早年信风西进, 夏季风向西北推进时, 到 6 月第 2 候, 印度季风开始爆发同时南海季风中断; 而偏晚年南海夏季风这时才爆发。

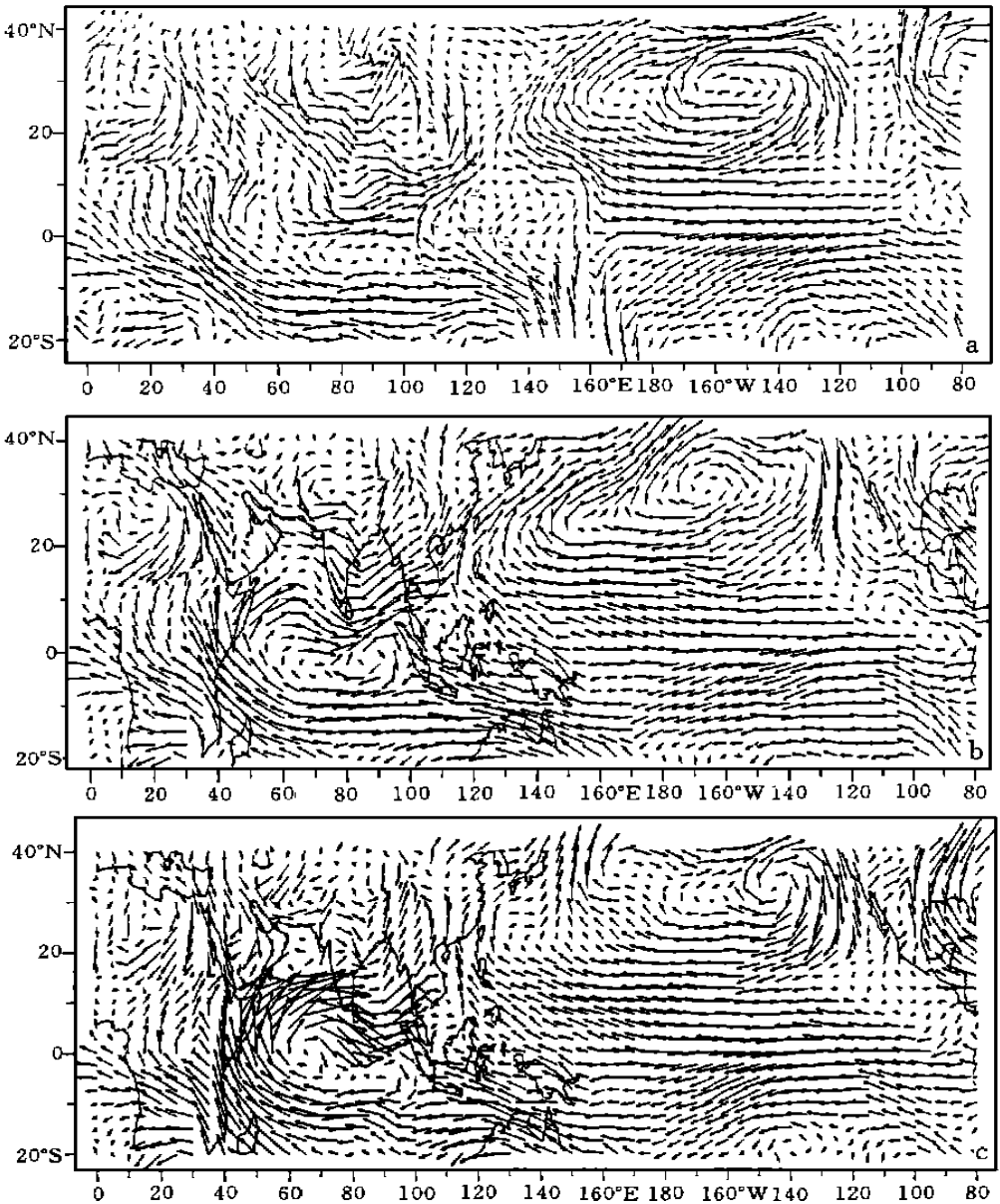


图4 爆发偏早年 850hPa 风场合成图

(a. 5月第4候; b. 5月第6候; c. 6月第2候)

6.2 SST异常对季风爆发的影响

既然季风环流的驱动力是海陆间的热力差异,那么南海和周围地区之间的热力差异以及南海的对流活动就很大程度地取决于海洋的状况。SST异常的持续性比大气环流的持续性要大得多,海面热力状况的异常将严重影响大气环流异常。南海季风爆发偏晚均是ENSO年,这不可能是偶然现象,而是说明SST异常对季风爆发的影响是十分重要的,海

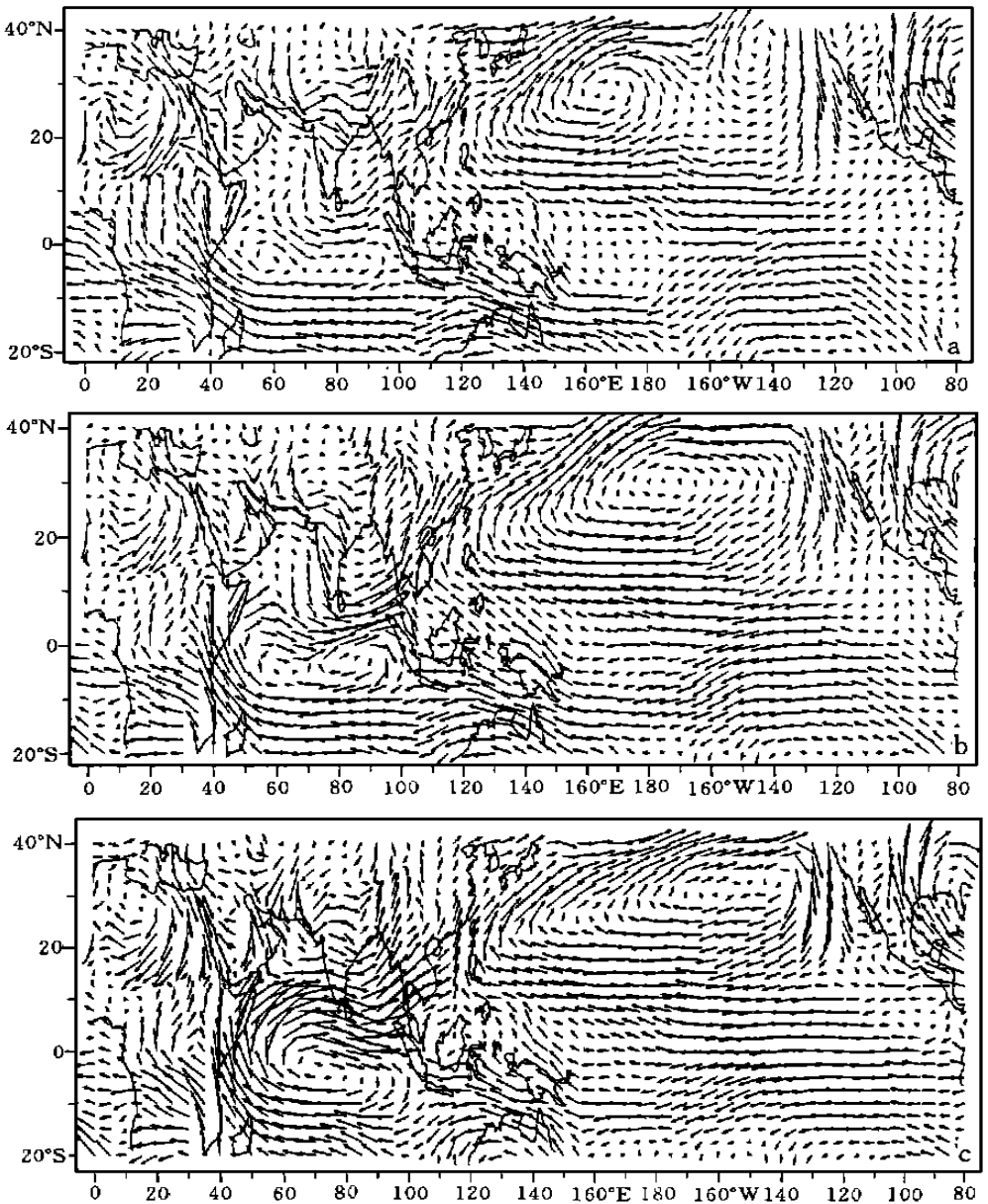


图5 爆发偏晚年 850hPa 风场合成图

(a. 5月第4候; b. 5月第6候; c. 6月第2候)

气系统年际振荡与南海夏季风爆发的年际变化之间的关系是密切的。

图6只给出合成的5月份月平均海温距平(SSTA)分布图。实际上,这种SSTA分布形式几乎持续一年。图中包括季风爆发偏早、正常、偏晚年3类。图中最突出的特征是:整个洋面(印度洋和太平洋)上爆发偏早年与偏晚年SST正、负距平区的符号恰好相反。爆

发偏早年,赤道东太平洋、印度洋、西北太平洋(20~40°N, 120°E~180°)的三角形海区均为负距平,约以130°E为顶点,同时向东北和东南伸展(关于赤道对称)的横“V”字型区域则是主要的正距平区。这种SSTA分布是典型的La Nina型。而在偏晚年,它们的符号完全反过来,是典型的El Nino型。正常年的SSTA分布有些类似偏早年的情形。南海本身的相反特征并不明显,4月以前,偏早年 and 偏晚年都是负距平,5月份以后偏晚年则变为正距平,而偏早年仍为负距平。SST遥相关型反映了太平洋、印度洋各海区SST异常间存在密切的相互联系。

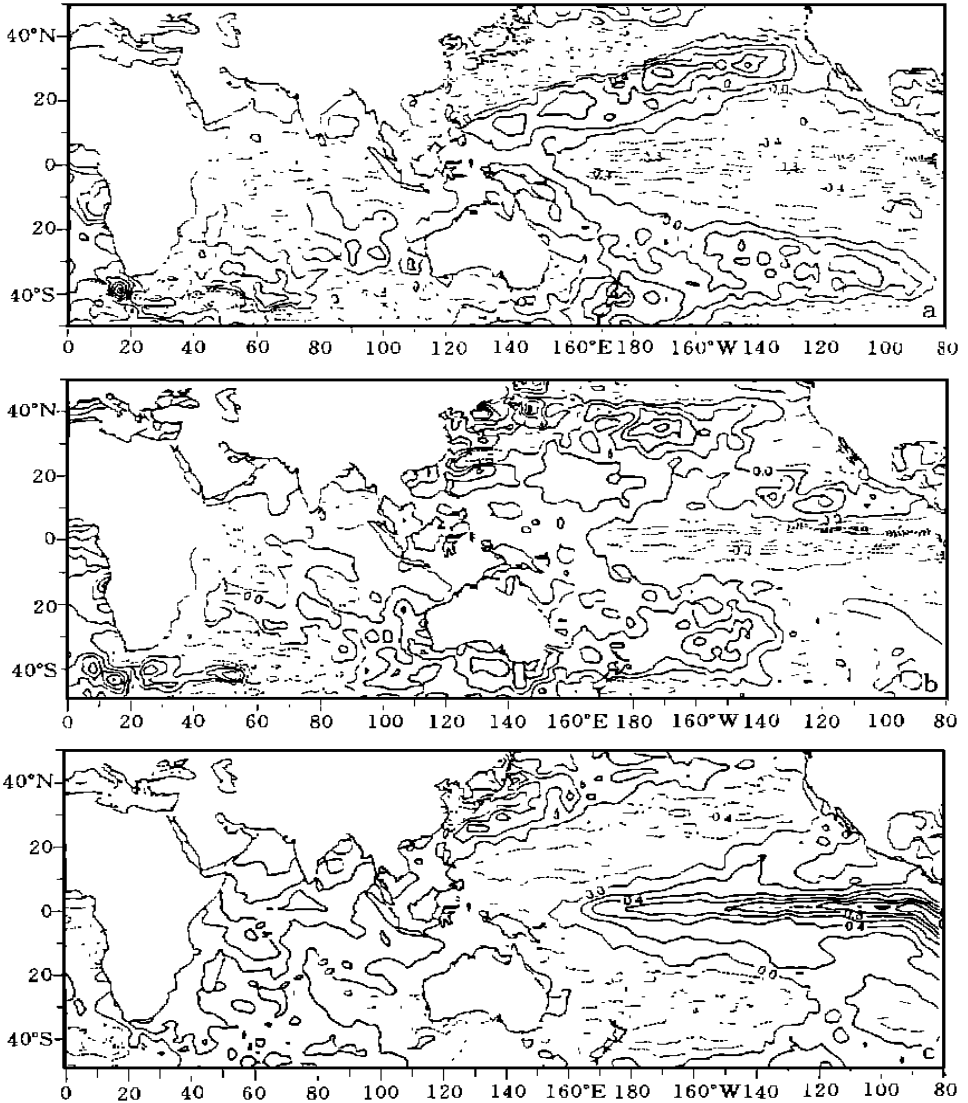


图6 5月份月平均SSTA分布

(a. 爆发偏早年; b. 正常年; c. 偏晚年。阴影区表示正距平,等值线间隔0.2度)

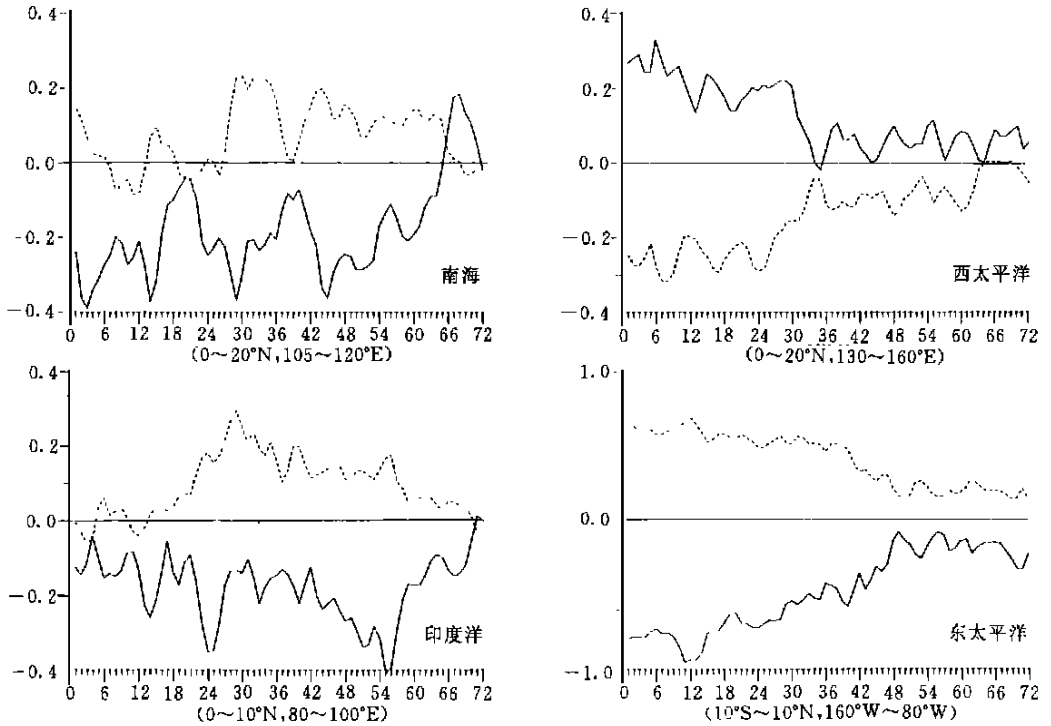


图7 南海、印度洋、西太平洋和东太平洋区域平均的演变

(实线表示偏早年, 虚线为偏晚年)

图7是南海($0 \sim 20^{\circ} \text{N}$, $105 \sim 120^{\circ} \text{E}$)、印度洋($0 \sim 10^{\circ} \text{N}$, $80 \sim 100^{\circ} \text{E}$)、西太平洋($0 \sim 20^{\circ} \text{N}$, $130 \sim 160^{\circ} \text{E}$)以及东太平洋($10^{\circ} \text{S} \sim 10^{\circ} \text{N}$, $160 \sim 80^{\circ} \text{W}$)区域平均的SSTA演变曲线。西太平洋、东太平洋两条曲线的变化趋势完全相反。海温的异常持续性相当强,正、负距平至少从前冬就开始了,如此长时间的SST持续异常,必然导致大气环流持续异常。印度洋1~3月距平绝对值不大,4月份以后特别突出。南海SSTA振幅较大,表现出明显的准周期振荡。自冬到春,对于爆发偏早年,只有西太平洋为正距平,而爆发偏晚年,仅西太平洋是负距平。以前的某些研究^[11]认为南海季风爆发迟早与前期12~4月暖池($0 \sim 20^{\circ} \text{N}$, $120 \sim 140^{\circ} \text{E}$)没有确定关系,从本文看来,关系很大。在考虑南海夏季风爆发的预报时,西太平洋SSTA的演变特征更具有指示意义。

由此可见,南海夏季风爆发迟早与冬春季SST持续异常有关。爆发偏早年SSTA分布如同La Nina型;偏晚年的SSTA分布呈El Nino型。反过来,不同类型的SST异常强迫也必然会造成季风环流系统异常。

SST异常一方面引起西太平洋副热带高压和上游赤道西风发展异常,另一方面导致经、纬向热力环流产生异常。当SSTA呈ENSO型分布时,北方涛动偏弱^[13],北半球副热带高压偏弱、位置偏南,同时西太平洋赤道低压也偏弱,即南海易受东风控制。又由于赤道西太平洋SST是偏低的,而两边的印度洋和东太平洋SST均偏高,所以西太平洋与中东

太平洋间由于纬向海温差异形成的直接热力环流圈其上升支位于中东太平洋, 下沉支在西太平洋, 这与正常的 Walker 环流方向相反; 印度洋与西太平洋间构成的纬向环流圈其下沉支也在西太平洋, 这支环流圈还阻止赤道西风的发展。结果造成西太平洋副热带高压在南海长时间维持, 对流发展受到抑制, 因而南海季风爆发偏晚。在 La Nina 型 SST 分布情形下, 北半球副热带高压偏强, 同时西太平洋赤道低压也偏强。又因春季西太平洋 SST 偏高, 对流活动旺盛。印度洋与西太平洋间的纬向环流圈非常有利于赤道西风进入南海, 西太平洋与东太平洋间的热力环流在增强 Walker 环流的同时, 也增强了经向的季风环流圈, 这有利于 105 E, 125 E 越赤道气流北上进入南海。西太平洋强对流区西传到南海, 也有助于夏季风提前爆发。

7 结论与讨论

1) 南海夏季风平均爆发于 5 月第 4 候。南海及邻近海域海温及其变化对南海夏季风爆发均有影响。爆发时, 南海区域平均 SST 高于 29 , 这是季风爆发的必要条件。季风爆发的时间与南海南部 SST 年循环最高值出现的时间是基本一致的。

2) 冬春季 SST 持续增温是环流突变的基础。南海地区 SST 超前于低层西风和对流的增强而升高, 从而造成季节性大气位势不稳定性增大。

3) 暖池北移使得北半球副热带增暖对于南海夏季风爆发起重要作用。季风环流系统随着暖池北移而不断调整, 环流的变化是海表增温强迫的响应。最大暖水轴于 5 月份在 10 N 建立以及最暖中心在南海出现有利于南海深对流发生及 ITCZ 在南海建立。

4) 暖池北移期间, 南海-西太平洋增温具有很强的纬向不均匀性, 因而南海-西太平洋海温纬向梯度较大。而印度洋及中太平洋纬向梯度则较小, 水温分布均一。洋面上对流云容易发生在海温高且纬向梯度大的地方。南海-西太平洋较大的纬向温度梯度或许是南海夏季风爆发早于印度洋的原因之一。

5) 南海夏季风爆发有很大的年际变化, 并与 SST 异常有密切关系。季风爆发偏晚年与偏早年冬春季 SST 正、负距平区符号完全相反。偏晚年的 SSTA 分布呈 El Nino 型, 偏早年的分布如同 La Nina 型。不同类型的 SST 异常对季风环流的影响不同。在 El Nino 型强迫下, 西太平洋副热带高压较常年偏南、偏西, 东风在南海长时间维持, 同时上游赤道西风出现的时间也较晚, 南海对流活动受到抑制, 季风爆发偏晚。在 La Nina 型的强迫下, 副热带高压位置偏北、偏东, 南海地区东西风转换早。同时由于西太平洋 SST 持续正距平, 对流活动旺盛, 对流区西传到南海, 也有助于夏季风提前爆发。

参考文献

- 1 陈隆勋, 罗绍华, 沈如桂. 夏季亚洲季风环流的结构及其与大气环流季节变化的关系. 见: 1980 年热带天气会议论文集. 北京: 科学出版社, 1980. 82~92
- 2 Tao S Y, Chen L X. A review of recent research on the east Asian Summer Monsoon in China. Monsoon Meteorology, C. - P. Chang and T. N. Krishnamurti, Eds Oxford University Press, 1987. 60~92
- 3 南海季风试验(SCSMEX)科学报告, 1995
- 4 Webster P J, Yang S. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems, Quart J Meteor Soc, 1992, 118: 877-926

- 5 谢安, 刘霞, 叶谦. 南海夏季风爆发的气候特征, 亚洲季风研究的新进展. 北京: 气象出版社, 1995. 132 ~ 141
- 6 Lau K M, Yang S. Seasonal cycles abrupt transitions and intraseasonal oscillations associated with the East Asian monsoon in the GLA GCM. *J Climate*, 1996, 9: 965- 985.
- 7 Chen L Y, Song M, Murakami T. The characteristics of large scale convection system variation during onset and prevailing periods of summer monsoon over the south China Sea and its relation to the air-sea interaction from the Atmospheric circulation to Global Change. *Meteorological press*, 1996. 314- 328
- 8 蒋尚城, 郭炜. 热带洋面上最小 OLR 轴与最大 SST 轴, *海洋学报*, 1992, 14(1): 124- 128.
- 9 Goswami, B N, Shukla J, schheidr E K, et al. Study of the dynamics of the intertropical convergence zone with a symmetric version of the GLA climate model. *J Atmos Sci*, 1984, 41: 5- 19
- 10 He Y H, Guan C H, Gan Z J. Heat oscillation in the ocean of the South China Sea, *Acta Oceanologica Sinica*, 1992, 11: 375- 388
- 11 Webster P J. The role of hydrological processes in ocean-atmosphere interaction. *Rev. in Geophysics*, 1994, 32: 427-476
- 12 陈隆勋, 刘洪庆等. 降水对热带海表温度异常的邻域响应 I: 数值模拟. *大气科学*, 1995, 19(4): 422 ~ 434
- 13 陈烈庭. 北方涛动与赤道太平洋海温和降水. *科学通报*, 1984, 29(19): 1190 ~ 1192.

IMPACT OF SEA SURFACE TEMPERATURE AND ITS VARIATIONS ON THE ONSET OF SUMMER MONSOON OVER SOUTH CHINA SEA

Mao Jiangyu An Xie

(Department of Geophysics, Peking University, Beijing 100871)

Qian Ye

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Song Yanyun

(Department of Geophysics, Peking University, Beijing 100871)

Abstract

The impact of sea surface temperature (SST) over the south China sea (SCS), Pacific and Indian Ocean and their variations on the onset of summer monsoon over SCS is investigated based on fifteen years' (1982- 1996) NOAA outgoing longwave radiation (OLR), wind and SST data from NCEP/NCAR reanalysis data set. It is found that region-averaged SST over the SCS is above 29 °C when summer monsoon bursts. The timing of monsoon onset is close to the date when the SST over south part of SCS reaches its maximum. The northward shift of warm pool plays an important role in the SCS monsoon onset. The deep convection activities usually occur in the region with large zonal gradient of SST. Therefore, the large zonal gradient of SST over SCS- West Pacific may be the reason why the Asian summer monsoon firstly bursts in this region. The annual variation in the SCS summer monsoon onset is closely related with SST anomaly. The early-onset years appear

related with La Nina years and the delayed-onset years related with El Nino years.

Key Words: Anomaly of sea surface temperature, Summer monsoon onset, Zonal gradient.

“我国重大气候灾害的形成机理和预测理论研究” 项目全体成员会议在京召开

“我国重大气候灾害的形成机理和预测理论研究”项目全体成员会议于 2000 年 10 月 8—13 日在京召开,项目首席科学家黄荣辉院士主持了这次会议,科技部基础研究司邵立勤司长与中国科学院资环局陈洋勤局长、项目顾问叶笃正、李泽椿院士出席会议并分别在会上讲话。

“我国重大气候灾害的形成机理和预测理论研究”是《国家重点基础研究发展规划》的首批启动研究项目之一,由中科院大气物理研究所副所长黄荣辉院士任项目首席科学家,中国科学院、国家教育部有关院校、中国气象局、国家海洋局等单位的 70 多位专家参加了此项目,旨在认识我国重大气候灾害的形成机理,提高中国重大气候灾害的年度预报和防灾减灾水平,减轻气候灾害所造成的损失,实现国民经济和社会的可持续发展。该项目包括气候系统动力学研究、ENSO 循环动力学和预测理论研究、季风系统变异及严重旱涝的预测理论研究、青藏高原、陆面过程及其对气候灾害影响的研究、新一代气候系统模式和重大气候灾害的预测方法研究等 5 个部分。

会议期间,黄荣辉、曾庆存、巢纪平、丑纪范、吴国雄 5 位院士和李崇银、王绍武、丁一汇和孙照勃等 35 位教授、27 位博士、8 位副研究员分别介绍和汇报了各自工作进展及研究成果。

近两年来,项目完成了“中国西北干旱区陆-气相互作用观测实验”建站和第一次加强期的观测实验以及“西太平洋暖池监测实验”大型野外观测实验的准备工作,并已初步建立了灾害气候资料信息库和一个与气候变化有关的海洋观测资料库;各课题组在重大气候灾害研究方面已取得了重要的研究进展,包括:从观测资料和动力理论的分析、诊断和数值模拟,研究了全球气候不同时空尺度的变化规律及其在有强迫条件下系统演变的渐近行为和影响我国气候变化的关键过程和关键区;分析了热带太平洋不对称机理、暖池热力变化和经向风应力对 ENSO 循环的动力作用,并研究了热带西太平洋对 ENSO 事件发生的作用;从 1997/1998 年发生的 20 世纪最强的 ENSO 循环的物理过程出发,研究了东亚季风、热带西太平洋纬向风异常、西太平洋暖池、ENSO 循环之间的相互作用及其对东亚气候系统年际变化的影响,特别是分析了青藏高原和陆面过程对东亚气候灾害发生的影响。通过分析,该项目提出了“东亚气候系统”概念、“季风-暖池-ENSO 循环”相互作用理论和“大气热力适应理论”;改进了现有气候模式,对东亚气候的跨季度和年度可预测性进行了试验,初步设计了一个 18 层新大气环流数值模式的框架。1998~1999 年项目完成了论文 126 篇,其中在 SCI(包括 SCIE)刊物上发表了 35 篇,国内核心期刊上发表了 91 篇。

目前,该项目为响应国家开发大西部的号召,为建设大西部提供气候与环境变化的科学依据,正在中国西北干旱区的敦煌、临泽和青藏高原五道梁地区建立观测站,进行干旱区陆-气相互作用试验;通过综合观测来获取气候模式所需的陆-气相互作用参数;建立适合于中国高原西北干旱区的陆面过程模式;研究中国西北干旱区陆面过程特征、陆面过程对中国气候变化和沙尘暴发生的影响以及陆面生态系统变化对气候变化的影响。另外,各课题还正在深入研究东亚气候系统的年际变化与异常规律、中国重大气候灾害的形成机理,在此基础上,提出中国重大气候灾害的年度预测理论和方法。

会议还就今后 3 年研究内容、目标和研究队伍等问题进行了认真的讨论和部署。

(刘宗秀)