

南海季风试验与东亚夏季风^{*}

丁汇

(国家气候中心, 北京, 100081)

李崇银

(中国科学院大气物理研究所, 北京, 100029)

何金海

(南京气象学院, 南京, 210044)

陈隆勋

(中国气象科学研究院, 北京, 100081)

甘子钧

(中国科学院南海海洋研究所, 广州, 510301)

钱永甫

(南京大学大气科学系, 南京, 210093)

阎俊岳

(中国气象局国家气候中心, 北京, 100081)

王东晓 施 平 方文东

(中国科学院南海海洋研究所, 广州, 510301)

许建平

(国家海洋局第二海洋研究所, 杭州, 310012)

李 立

(国家海洋局第三海洋研究所, 厦门, 361005)

摘 要

南海季风试验是一次国际性大气与海洋的联合试验,旨在更好地了解南海季风的爆发、维持与变化,以改进东亚和东南亚地区的季风预报。1998 年 5~ 8 月进行的外场试验取得了圆满成功,获得了大量气象与海洋资料。不少国家对这些资料进行四维资料同化,并改进数值模拟和预报;同时也为东亚与南海地区季风的研究提供了必要的资料集。文中总结了中国科学家在这方面的主要研究成果,共包括 6 个方面:(1)南海夏季风的爆发过程与机理;(2)南海季风爆发过程中对流与中尺度系统的发展及其与大尺度环流的相互作用;(3)低频振荡与遥相关作用;(4)南海海-气通量的测量及其与季风活动的关系;(5)夏季风时期南海海洋的热力结构、环流和中尺度涡旋及其与 ENSO 事件的关系;(6)南海与东亚季风的数值模拟。

关键词: 东亚季风, 南海季风试验, 季风爆发, 低频振荡。

1 引 言

中国季风的研究从 20 世纪 30 年代就开始^[1],至今已有 70 多年的历史。长期以来,中国气象工作者在东亚季风的研究和预报方面做了大量工作,取得了许多研究成果,在国内外产生了重要影响^[2~ 6]。在南海季风试验(SCSMEX)之前,东亚夏季风的研究成果可概括为 6 个方面^[7]:(1)揭示了亚洲季风与东亚大气环流突变的性质^[8];(2)发现东亚季风环流系统的存在,它主要被一对位于南海—西太平洋的热源和澳大利亚冷源所驱动^[2];(3)揭示了在

亚洲季风的季节变化过程中,南海地区的夏季风爆发最早,平均在 5 月中旬^[2];(4)揭示了季节内低频振荡与东亚季风环流和降水的中期变化有密切相关^[9],低频振荡的经向传播对于中国的旱涝,尤其是江淮流域旱涝的发生有重要作用^[10];(5)揭示了东亚季风活动与东亚主要雨带的季节进程及旱涝密切关系。中国主雨带以二次北跳,三次准静止的阶段方式随季节向北推进^[11, 12]。中国历史上持续性大暴雨形成的环流背景都与东亚季风环流的异常活动密切相关;(6)认识到 ENSO 事件及暖池地区的对流活动与东亚季风的的活动及其降水异常有重要的关系^[13, 14]。

^{*} 初稿时间:2004 年 7 月 30 日;修改稿时间:2004 年 8 月 25 日。
资助课题:科技部攀登 B 项目:南海季风试验研究。

南海是亚洲夏季风爆发最早的地区,这一结果引起了普遍的关注。南海季风爆发后,一方面在东亚地区向北和东北方向扩展,另一方面,向孟加拉湾与印度次大陆扩展,并于6月上旬导致印度季风的爆发。在SCSMEX之前,虽然对这种爆发的事实与大尺度天气过程有一定的了解,但对于爆发的天气与动力过程的认识尚不够深入,对爆发的机制尚无一致的观点^①,不同作者提出了不同的假说。对于南海海洋与夏季风爆发与维持之间的相互作用也缺乏深入的了解。因而十分有必要从陆-海-气耦合系统的观点研究南海季风爆发和维持的物理过程与机理。另一方面,1978~1979年开展国际季风试验(MONEX)以来已有10多年了,在这个期间,卫星、雷达和海洋观测取得了迅速的发展,有可能在季风区获得比过去更为完善和准确的多尺度海气观测资料。同时由于各种先进的全球与区域模式的发展与应用,也为各种资料的同化及天气气候模拟与预报的改进提供了必需的条件。这些科学上的考虑与技术发展形成了在南海及其临近海区开展一次新的季风试验的科学动机和依据。

南海季风试验旨在通过联合的海洋与大气观测更好地了解东南亚和中国南部地区夏季风爆发、维持与变化的物理过程,从而改进对季风的预报。为此设立了下列4个科学目标:(1)描述与南海季风有关的大尺度环流与热力场,以及基本海洋流型的温盐结构的时空演变;(2)确定南海与周围地区加热差异的影响及早期季风对流(4~5月)和南海多尺度过程在东亚季风的突然过渡和以后演变中的作用;(3)描述海洋对季风强迫响应的物理过程与南海的海-气相互作用及其与临近海域的关系;(4)评价并改进区域和全球模式对东南亚和中国南部地区季风爆发的模拟与预报能力。

南海季风试验是一次大范围大气与海洋联合观测试验。许多地区与国家参与了SCSMEX外场观测试验和以后的研究活动,包括中国大陆的10个省份、台湾、香港、澳门地区以及美国、澳大利亚、日本、泰国、越南、马来西亚、新加坡、文莱、印尼和菲律宾等国家。

2 外场观测和资料收集

SCSMEX的外场观测期为1998年5月1日到

8月31日,它是SCSMEX计划的核心部分。观测区分大尺度观测区和加强观测区(IOPs)。前者的范围是一个包括亚洲与西太平洋的大范围地区($10^{\circ}\text{S}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $70^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$),主要依靠常规的观测。后者位于南海及其周围地区($10^{\circ}\text{S}\sim 30^{\circ}\text{N}$, $95^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$)(图1)。外场观测包括大气观测网、海洋观测网、海-气界面观测网和卫星观测网4部分。观测系统由最先进的大气与海洋观测平台和仪器组成,包括无线电探空(常规与GPS型),地面观测网,天气雷达,科学考察船,无人飞机,卫星观测(极地,地球静止与TRMM卫星),海洋边界层和海-气界面通量观测,综合探空系统(ISS),风廓线仪,辐射观测,ATLAS锚定浮标,漂流浮标,声学多普勒海流廓线仪(ADCP),温盐深拖曳廓线仪(CTD)与机载温盐仪(AXBT)等。在加强观测区内,又设有两个中尺度观测网。南海北部的一个中尺度通量观测阵(图2),它布有双多普勒雷达阵,特别观测南海北部的对流活动与中尺度对流系统。

在外场观测时期进行了两次加强观测(IOPs),

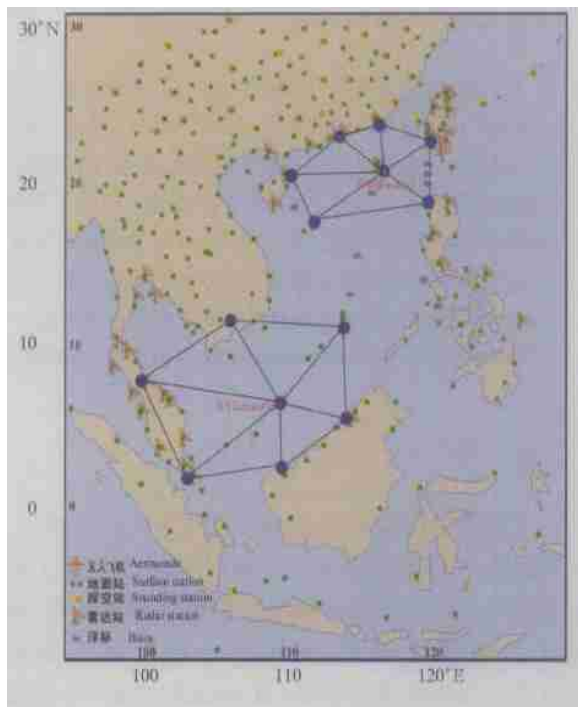


图1 1998年5~8月南海季风试验外场观测网
(加强观测区)

Fig. 1 The SCSMEX observation network for the
Field Experiment of May–August, 1998
(Intensive Observation Period (IOP))

① SCSMEX Office, 1995 南海季风试验(SCSMEX)。

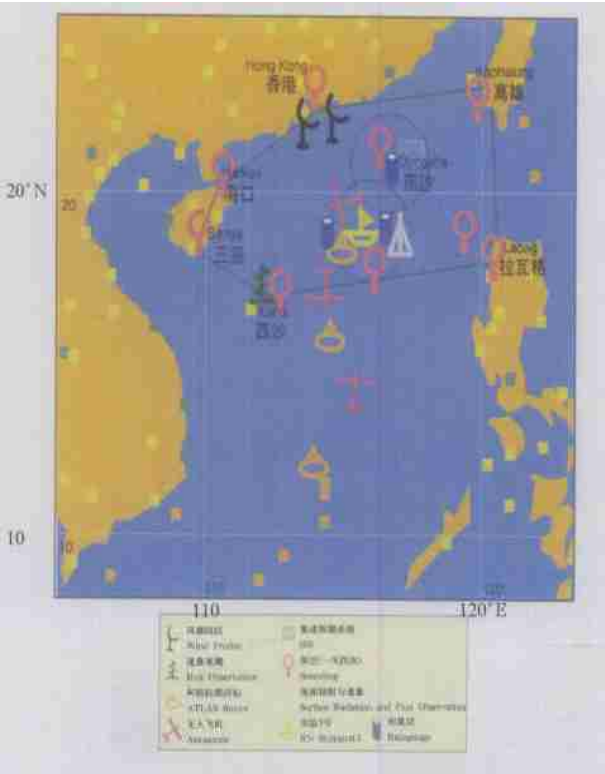


图2 南海北部中尺度观测网的特殊观测平台分布^①

Fig.2 Observing array for the northern South China Sea during the IOP of SCSMEX

即5月5~25日与6月5~25日。第1个IOP重点观测南海季风的爆发、突然的季节转换及其对华南

和东南亚地区降水的影响。第2个IOP重点监测东亚季风活跃和向北推进时期南海的大气与海洋条件及其对长江流域, 朝鲜半岛和日本降水的影响。通过这次试验获得了南海季风爆发前后及东亚季风北推时期的大量信息与资料, 它们为后续的研究工作提供了必要的条件。2001年4月以后, SCSMEX建立了完整的符合国际标准的资料库, 包括各种气象观测、特别观测、海洋观测、卫星雷达, 有限区四维同化资料, TBB与降水资料等。这些资料已被中国、日本、美国和其他国家广泛用于四维资料同化系统、数值预报试验以及季风研究中^[15, 16]。文中将重点介绍南海季风试验计划取得的主要研究成果。

3 南海夏季风的爆发

东亚夏季风季节进程中最显著的一个特点是5月中旬前后南海夏季风的突然爆发, 它标志着东南亚与东亚夏季风的到来和雨季的开始。这种突然性是亚洲季风区其他部分所没有的^{[17], ②}。由图3a可见, 南海季风的爆发过程是在一个相当短的时间内完成的。相反, 在印度经度范围内(图3b), 尽管可以看到爆发过程中降水量大量增加, 但显示出渐变特征。许多作者依据多种季风指数或参数^[18, 19]确定南海季风在5月第4候(5月16~20日)发生一次突变, 据此可以判断南海夏季风在5月中旬爆发, 而至11月

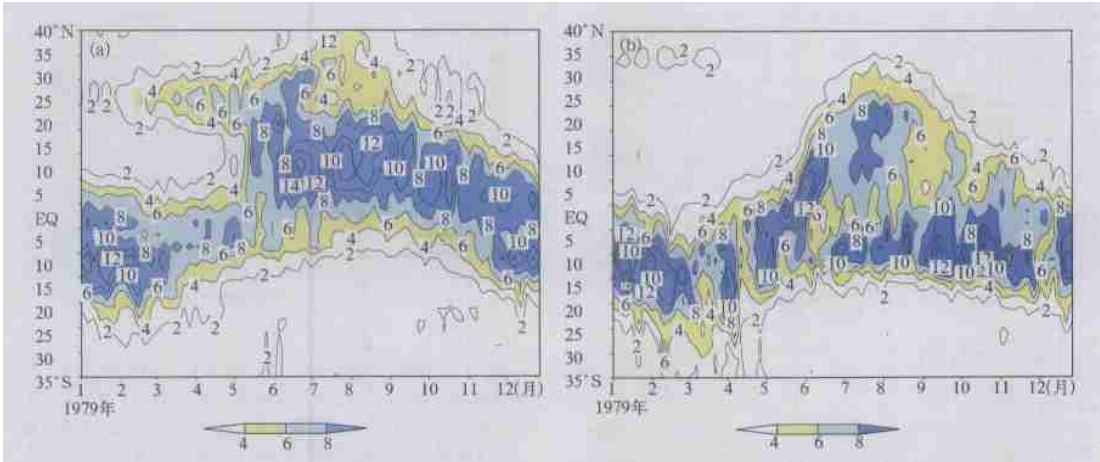


图3 沿110~120°E (a)和70~80°E (b)区域平均(1979~2001年)的降水纬度-时间剖面 (由CMAP降水资料得到)^②

Fig.3 Latitude-time cross-sections along 110~120°E (a) and 70~80°E, (b) averaged for 1979~2001 based on CMAP data

② 丁一汇, 孙颖. 东亚夏季风的季节进退与水汽输送. 天气与气候, 2002, 1, 18~33.

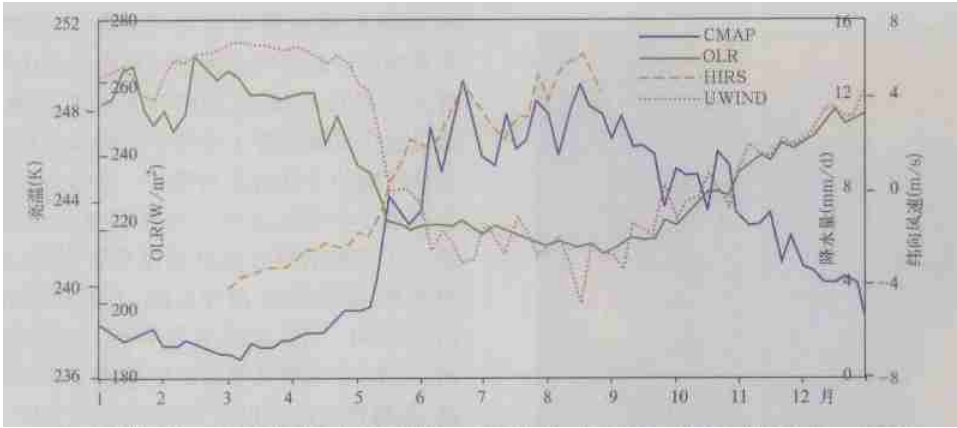


图4 根据1980~1995年资料得到的南海地区(10°~20°N, 110°~120°E)平均的CMAP降水(mm/d),亮温(K),OLR(W/m²)和850 hPa纬向风(m/s)逐月变化曲线^[18]

Fig. 4 Monthly variation of CMAP precipitation (mm/d), brightness temperature (K), OLR (W/m²) and 850 hPa zonal wind (m/s) in the region of 10°–20°N, 110°–120°E averaged for 1980–1995

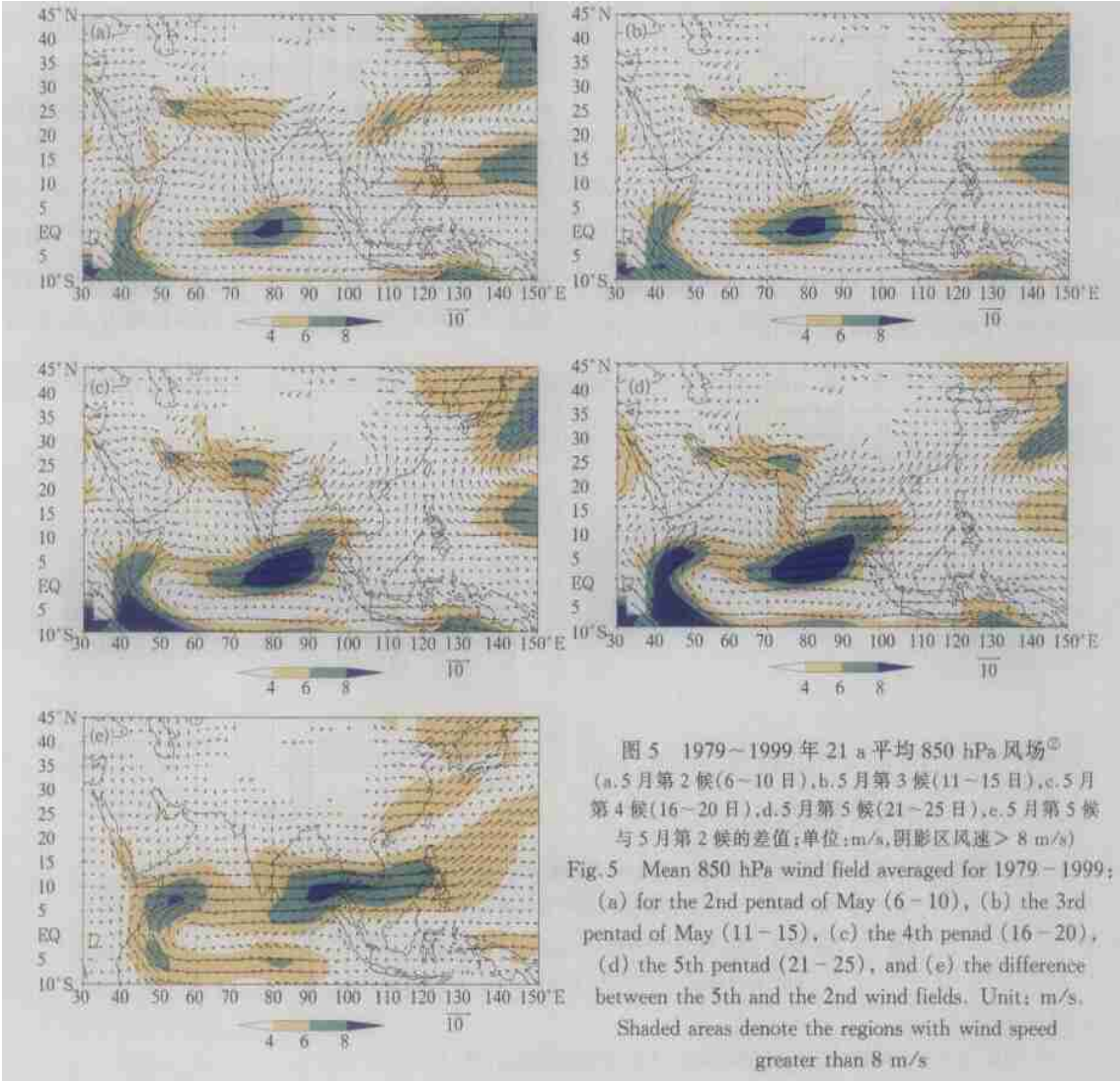
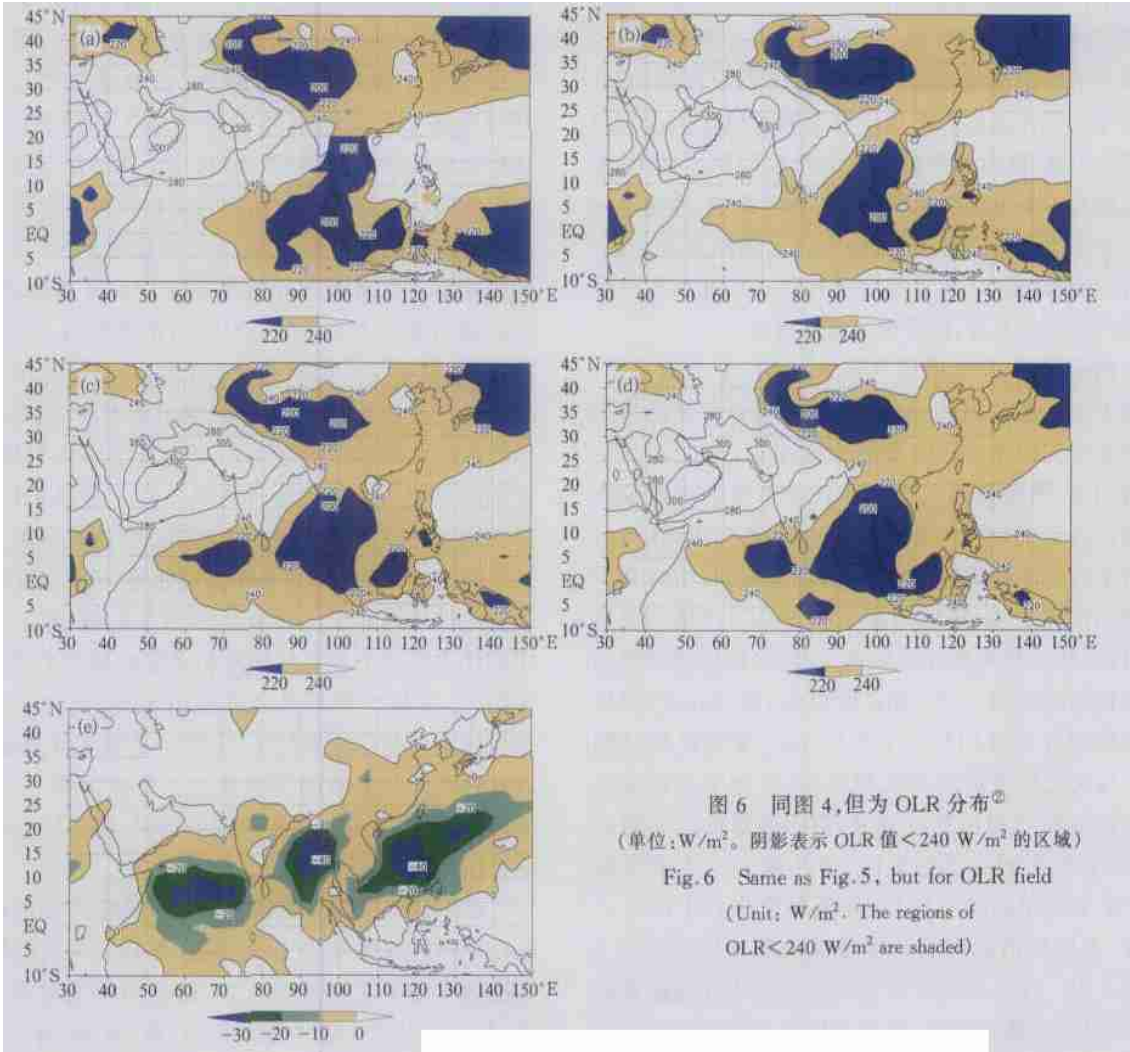


图5 1979~1999年21 a平均850 hPa风场^⑤
(a.5月第2候(6~10日),b.5月第3候(11~15日),c.5月第4候(16~20日),d.5月第5候(21~25日),e.5月第5候与5月第2候的差值;单位:m/s,阴影区风速>8 m/s)
Fig.5 Mean 850 hPa wind field averaged for 1979–1999: (a) for the 2nd pentad of May (6–10), (b) the 3rd pentad of May (11–15), (c) the 4th pentad (16–20), (d) the 5th pentad (21–25), and (e) the difference between the 5th and the 2nd wind fields. Unit: m/s. Shaded areas denote the regions with wind speed greater than 8 m/s

初撤出南海。很多研究者^[20-22]根据大尺度风场、位势高度场和 OLR 分布讨论了南海夏季风爆发前后亚洲季风区大尺度环流变化。从图 4 和 5 可以看出, 这些物理量场从 5 月第 3 候(11~15 日)到 5 月第 4 候(16~20 日)发生了明显的变化, 西南风迅速从赤道东印度洋地区越过中南半岛, 扩展到南海大部分区域(图 4a, b)。在赤道东印度洋地区常观测有双涡旋在赤道南北形成。同时, 在这短暂的过渡期内, OLR 值由 240 W/m^2 降低至小于 230 W/m^2 (图 5), 这表明爆发期间南海对流和降水突然发展。在爆发前后的 5 月第 2 候(6~10 日)和 5 月第 5 候(21~25 日)的 850 hPa 风场和 OLR 分布差值图上(图 5e 与图 6e), 非常值得注意的地方是: 低空风场最显著的变化是热带西风由热带东印度洋向东加速并扩展到南海中部和南部, 索马里急流的上游风速也有相当的增强, 从孟加拉湾到南海北部有内嵌两个气旋性环流的切变线生成, 这与季风槽相对应。

因此, 南海夏季风爆发应被视为整个亚洲夏季风强度季节性快速增长的一种区域性表现。相应地, OLR 分布的显著变化也出现在阿拉伯海、热带东印度洋、孟加拉湾、南海和热带西太平洋地区, 表现为这些地区云和降水的急剧增长, 尤以南海最为显著。另一个突然变化是西太平洋副热带高压从中南半岛和南海的快速减弱与东撤(图略)。同时, 孟加拉湾槽连续南扩并加深。现在还不清楚的是: 在所有以上的环节中, 低空西南风东扩和副热带高压(副高)东撤中哪一个是导致大尺度环流突变的首要原因。Fong 和 Wang^[21]指出, 5 月第 4 候南海夏季风的建立仅仅局限于对流层低层, 副高脊线和高空东南风或东北风仍控制着南海, 表明这时副高主体尚未发生明显变化。由此他们认为, 初始阶段南海低层季风风强迫副高东移。但南海和中南半岛的对流与中尺度活动的反馈过程则可能对以后副高的最终退出南海起了重要作用。剧烈的对流活动所引起的强烈的



热量垂直输送可显著地加热对流层上层,使高空空气流出,导致低空减压和季风槽发展。这与4月下旬或5月上旬前南海夏季风开始前北半球连续副高带在孟加拉湾地区断裂有关。这种反馈机制必须用数值模拟和理论分析进一步加以研究。

200 hPa 风场最明显的特征是南亚高压在中南半岛东部显著发展并向北推进。南海季风爆发之前,南亚高压位于中南半岛南部,强度较弱(图略)。其后南亚高压向西北方向运动,强度显著增强,高压两侧的西风急流和东风急流相应加速。与200 hPa 风场相关联的速度位势和辐散风场发生了明显的变化:爆发前主要辐散中心迅速移到南海中部和南部,这些地区出现显著的辐散气流,这种高空辐散型在一定程度上支持了由增强的对流活动驱动反馈机制的说法。加热场(图略)显示该区域内主要的气流流出区与大范围的加热区($Q_1 > 0$)是吻合的。

基于以上分析,南海夏季风爆发过程中的一系列重要事件如下:赤道东印度洋(80°~90°E)和索马里越赤道气流发展,中南半岛、华南、青藏高原和邻近地区热源季节性快速增强,热带东印度洋低层西风加速,副高连续带在孟加拉湾地区断裂和季风低压或气旋性环流生成,热带西南季风从热带东印度洋东扩,孟加拉湾和中南半岛雨季来临及中纬度影响,西南季风进一步东扩至南海区域,副高主体显著减弱并东撤,随着对流云、降水、低空西南风和高空东北风在南海区域内的突然发展,南海季风最终爆发。

何金海等^[23,24]依据气候和1998年个例分析,支持了上述爆发过程。他们指出,随着南亚高压迅速从菲律宾以东(4月)移到中南半岛北部,孟加拉湾槽加强,槽底偏西气流与源自南半球的赤道偏西气流汇合形成加强的赤道印度洋西风气流,并流向中南半岛和南海地区。由图7a可以看到,南海夏季风建立前约15 d,赤道印度洋(0, 80°E)西风不仅稳定增长,还明显向东北扩展和传播,伴随赤道西风向东北传播的还有一个OLR低值区(图7b),当西风扩展到南海地区(15°N, 110°E,)时,南海夏季风建立。与大尺度流场的突变相对应,亚洲中低纬地区南北温差和纬向风切变发生了显著变化。平均来说,90°E以东的中低纬地区,南北温差在5月中下旬都发生了稳定的符号转变,并最早发生在中南半岛地区,孟加拉湾西部到印度地区的转换则发生在6月中上旬。纬向风切变转变的时间比南北向温差转变要略早,且西早东迟,可能与加强的孟加拉湾槽前

西南风和赤道西风自西向东扩展有关。

Fong 和 Wang^[21]清楚地阐明了热带西南风从热带东印度洋(图略)向东扩展并加速的过程。在4月和5月上旬,近赤道东印度洋地区低层西南风缓慢发展,已可观测到最强的低层西风。在此期间,东非沿岸索马里急流初步形成,较强的风速仅在赤道以南观测到,但这时,在80°~90°E 范围内可以发现跨赤道气流与赤道东印度洋强西风的早期发展^[25]。从第27~28候,西风快速东扩。一方面穿越中南半岛到达南海大部分地区,另一方面向上由700 hPa 扩展到400 hPa。由上述事实表明,南海季风的爆发主要是热带东印度洋西南风爆发性发展和东扩的结果,是随着季节的过渡,基本气流突然改变的一种区域表现。

根据1953~1999年南海夏季风爆发的时间顺序,阎俊岳^[26]进一步把南海夏季风的爆发分为3种类型:第1种是首先在南海北部爆发,之后夏季风在南海全境爆发,占总数的27.6%;第2种先是在南部爆发,然后逐渐向北扩展,占总数的15%;第3种是南海夏季风同时全面爆发,占总数的57.4%。1998年的南海夏季风爆发属于第1种情况^[16,27]。该年南海夏季风的爆发过程从位于斯里兰卡附近洋面上的气旋对的发展开始。首先在斯里兰卡附近洋面上有跨赤道涡旋对生成。在5月第2候,二者之间的赤道西风出现在赤道东印度洋并开始加速,南海区域则被西太平洋副高以南的东风控制。到5月第3候,斯里兰卡低压向东、向北运动,赤道印度洋西风进一步加速,但尚未影响到中南半岛,副高控制下的南海大部和中南半岛中部中低空盛行东风,仅在华南和中南半岛北部有西风。到5月第4候,副高西侧的热带西南风和赤道东印度洋西风开始加速并控制南海北部,西太平洋副高迅速向东北方向撤退。热带季风的东扩过程是和副高东撤、冷空气由中纬度大举南下并入侵华南和南海北部几乎同时发生的。5月第5候副高全部撤出南海,低空强热带西风气流控制了孟加拉湾、中南半岛和南海全境,标志着夏季风在南海的完全建立。何金海等^[25]进一步指出,低层西南风向东扩展的同时,降水区也向东北方向传播。

最后我们根据各种研究结果综合给出亚洲夏季风在不同区域爆发的气候日期。亚洲夏季风的爆发和推进可分为4个阶段:(1)最早的爆发通常在4月末、5月初在中南半岛西部的南端开

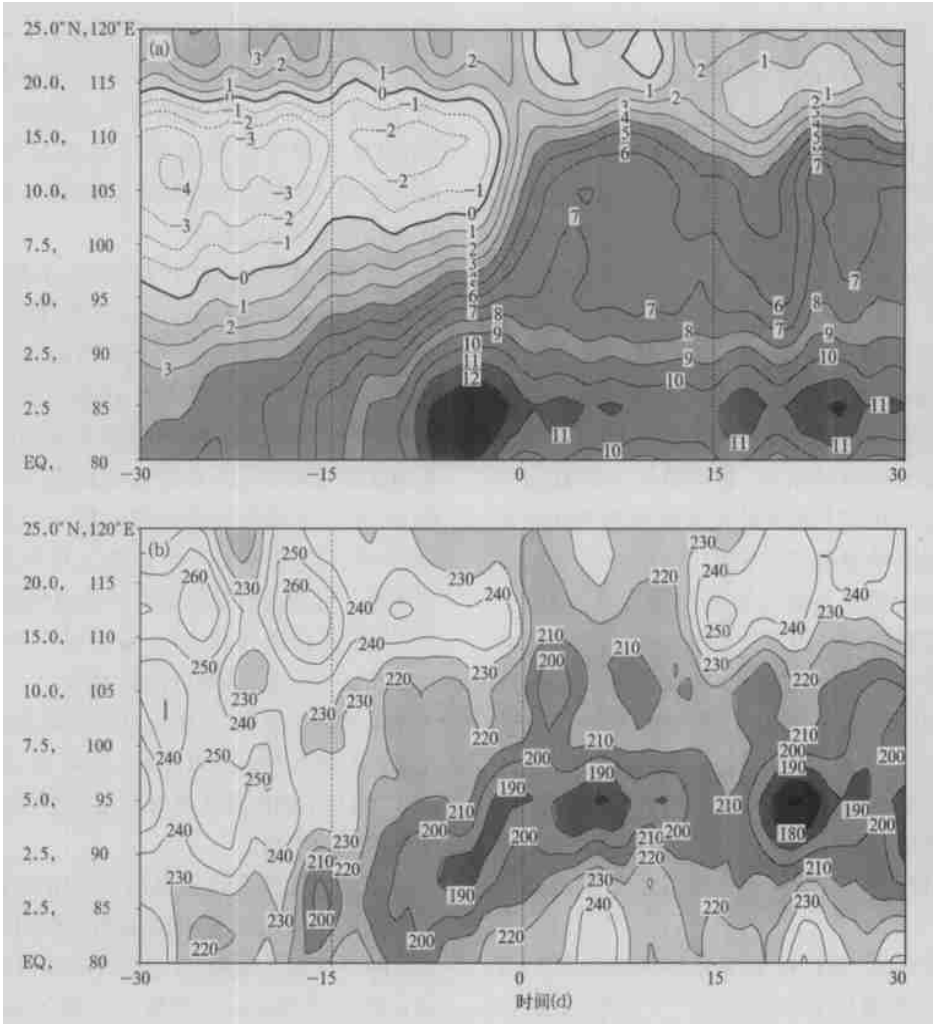


图7 1990~1998 合成分析的南海夏季风前后 850 hPa 纬向风(a)和 OLR(b) 沿(EQ, 80°E) 点至(25°N, 120°E)点的时间演变^[23]

(a. 阴影区为纬向风大于 0 的区域, b. 阴影区为 OLR 小于 230 W/m² 的区域)

Fig. 7 Longitude-time (from (EQ, 80°E) to (25°N, 120°E)– cross– section for 850 hPa zonal wind (a) and OLR (b) around the onset of the SCS summer monsoon composited for 1990– 1998. The shaded areas in (a) are westerly wind regions. The shaded areas in (b) are regions with OLR< 230 W/m²

始^[17, 20, 28, 29]。也有一些研究者认为亚洲夏季风可能首先在孟加拉湾—缅甸^[30]或南海中部爆发^[31]。因此亚洲夏季风的首先爆发可能发生在中南半岛邻近的广大区域, 中南半岛中部为频率最高的区域。另外, 该阶段的降水受到中纬度影响。(2) 该阶段夏季风开始盛行于大范围地区, 向北推进到孟加拉湾, 向东到南海。扩展的过程一般很急剧或快速, 最可能发生在5月中到下旬。南海夏季风的爆发正好发生在这一阶段。已有很多研究揭示了该阶段的流场和降水场特征^[32]。这个阶段大致与Wu与Wang^[33]指出的亚洲夏季风爆发的3个独立阶段中

的第1阶段相吻合, 他们得到如下环流和降水的突变特征: 降水率大幅上升, 500 hPa高度因西太平洋副高突然向东北方向撤退而降低, 5~ 10°N 区域从孟加拉湾到南海范围内 850 hPa 纬向风加强, 青藏高原反气旋性风场发展, 且有高层辐散增加和深对流突然增强。华南前汛期雨季(包括台湾梅雨)在该阶段(6月上旬)达到最强。(3) 该阶段以印度季风爆发和东亚雨季如长江流域和日本的梅雨到来为主要特征。这些重大事件一般发生在6月上、中旬^[12, 34, 35]。有些年份, 在6月第3候梅雨可在朝鲜半岛南部爆发。(4) 夏季风可在7月的上、中旬推

进至华北、朝鲜半岛甚至日本北部^[35, 36], 7 月后半月东北雨季开始, 在该区域内盛行夏季风。这是亚洲夏季风到达的最北位置。

关于南海夏季风爆发的机理, 在 SCSMEX 试验前主要有 4 种观点: (1) 海温的影响; (2) 热带的强迫, 主要指大气环流季节变化背景下的季节内低频振荡 (LFO) 与亚洲和澳大利亚热力差异造成的气压梯度力的大尺度季节转换 (从冬季到夏季); (3) 中纬度的触发作用; (4) 亚洲与邻近海域之间的热力差异, 尤其是青藏高原的热源在造成这种海陆水平温度差异上起着重要作用。通过近年来的研究, 加深了对这几种爆发机理的认识, 并明确从冬到夏的季节变化与相应的热带大尺度环流系统和热力状况的季节演变是决定爆发的总体进程, 进而确定爆发推进的方向。在这种季节演变造成的大尺度背景下, 由几个相继传播的低频振荡湿位相的到来能够启动深对流的发展, 并在季节的制约下, 低频振荡经常在固定的地区和时间发生锁相, 从而导致夏季风的爆发^[33]。在上述夏季风爆发的机理下, 海陆热力差异的季节演变是基本因子, 海温与青藏高原的热源是一种区域性直接导致或增强季风爆发的因子, 中纬度的扰动, 热带天气系统和低频振荡是重要的触发因子。

东太平洋赤道 SST 对南海夏季风爆发迟早有有很大的影响。陈隆勋、刘洪庆等^[37~39]指出, 在 El Nino/La Nina 年 (或赤道东太平洋 SSTA 为正/负年), 南海夏季风爆发偏晚/早。这可能是在 El Nino/La Nina 年, 因 Walker 环流异常引起西太平洋副热带高压在冬春季位置偏南偏西偏强/偏北偏东偏弱, 导致爆发偏晚/偏早。前冬的环流也可通过影响西太平洋西部的 SST 而影响南海夏季风爆发早晚。这是因为冬季风偏强年, 黑潮向北的暖水受阻, 西太平洋西部 SST 在春季偏冷, 因而上述地区 3~4 月春季的 SST 异常可以影响南海夏季风爆发早晚。此外, 爆发前期的南海地区 SST 异常对爆发早晚也起很大影响, 这是季风爆发的一种局地机制。在这方面, 一般认为南海暖 SST 异常对爆发起到有利作用。朱乾根和徐国强^[40]指出, 1998 年南海 SST 存在 30~60 d 低频振荡。在季风爆发期, 降水的低频振荡位相落后于 SST 振荡约 6 d, 南海 SST 低频振荡对夏季风爆发具有触发作用。Chen 和 Wang^[41], 刘洪庆和陈隆勋^[42]利用 CCM 3 NCAR GCM 模式对南海、西太平洋暖池、东太平洋赤道地区、孟加拉

湾、南半球地区 SST ± 1 °C 强迫, 自 4 月积分到 9 月, 对南海夏季风爆发迟早进行数值模拟, 结果表明, 南海 SST ± 1 °C 和南海以南的南半球 SST ± 1 °C, 明显有利于南海夏季风出现早/晚, 尤以南海 SST 变暖/冷 1 °C 和南半球变冷/暖 1 °C 情况下南海夏季风爆发最早/晚。

许多学者^[42~45]对 1998 年 LFO 活动与南海夏季风爆发的关系作了研究, 一致认为, 850 hPa 南海夏季风爆发与 5 月份内第 1 次低频气旋带在南海出现有关。这个低频气旋带在 5 月 10 日已开始出现于西太平洋 (图 8 中 C1), 5 月 15 日自东向西扩展到台湾和菲律宾以东海洋, 20 日深入到南海, 南海季风爆发。随后, 在这个低频气旋南侧发展一个低频反气旋带 (图 8 中 A1), 于 6 月 9 日由西太平洋自东向西进入到南海。形成南海季风爆发的低频气旋带 C1 于 6 月 4 日开始北移进入大陆, 于 6 月 9 日到达江南, 14 日到长江中下游, 该地区出现梅雨。

上述事实表明, 与南海夏季风爆发的有关的低频振荡在有些年 (如 1980, 1988, 1998 年) 形成于西太平洋, 它们自东向西移入南海对南海季风的爆发起到了重要的触发作用。

青藏高原热力作用也是影响南海季风爆发的机制之一。很久以来, 青藏高原热力作用为何不先影响临近的印度季风先爆发, 却先影响远离高原的南海季风先爆发, 其机制并不清楚。Li 和 Yanai^[46]以青藏高原加热后产生热力平流影响东亚大陆增温, 在大陆—南海造成南北温差从而对南海季风爆发作为解释。在 SCSMEX 中, 不少学者从高空南亚反气旋受高原热力吸引, 在爆发期间从南海北跳到中南半岛, 造成南海上空南北温差从而产生夏季南支东风急流来作为解释。何金海等^[23]除了指出其可能性外还做了数值试验, 他们指出, 印度半岛的陆面加热会在其东侧激发气旋性环流, 加强印缅槽或孟加拉湾槽, 有利于南海季风先于印度季风爆发。

利用 1980~1986 年的 ECMWF 资料, Chang 和 Chen^[47]研究南海北部上空 850 hPa 西南气流涌的发展, 并且发现 5 月份西风气流的加速一直依赖于中纬度的斜压锋系, 该锋系向南移动到我国南方沿海, 并且在中国南方沿海保持了准静止的位置, 在其南侧出现了西南气流, 并且维持了来自中南半岛的水汽输送。这些西风气流涌 5 月出现了两次, 第 1 次则对应于夏季风的爆发。基于这种观点, 与初夏雨期爆发有关的中纬度锋系本身是南海夏季风爆发的一种触发

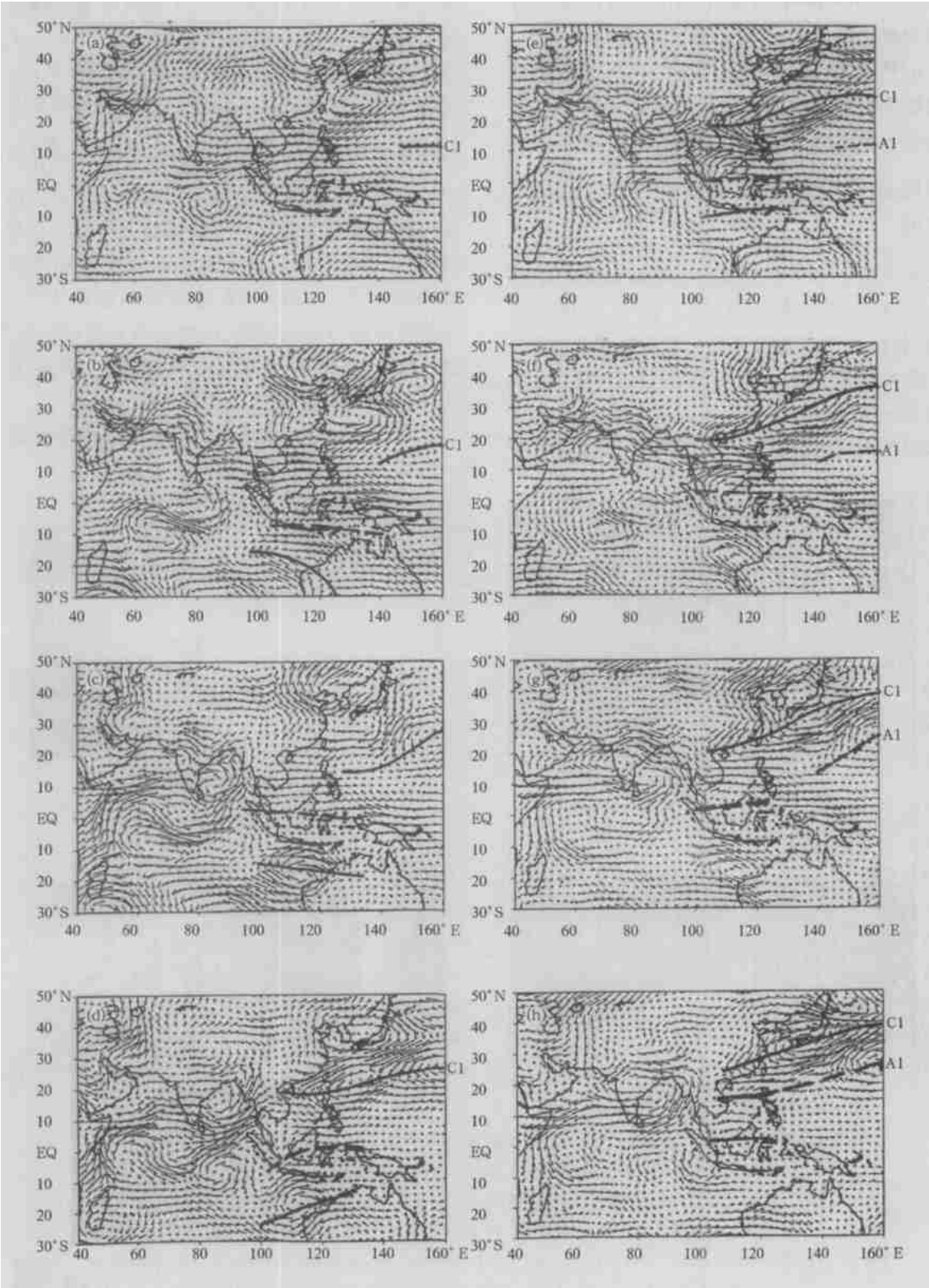


图 8 1998 年 5 月 5 日~ 6 月 9 日 850 hPa 流场 30~ 60 d 低频振荡风场^[45]
(a~ h 分别为 5 月 5, 10, 15, 20, 25, 30 日, 6 月 4, 9 日; C1 表示气旋性扰动, A1 表示反气旋性扰动)
Fig. 8 850 hPa filtered 30~ 60 day wind fields for May 5 June 9, 1998
((a)~ (h) are for May 5, 10, 15, 20, 25, 30, June 4, and 9, respectively.
C1: cyclonic disturbance. A1: anticyclonic disturbance)

机制。后来, Liu^[48]认为, 这种中纬度锋系的南下与孟加拉湾对流活动激发的 Rossby 波向东传播有关。Ding 和 Liu^[27]和 Chan 等^[31]也指出 1998 年南海北部季风的爆发与中纬度的冷空气活动密切相关。它使这个地区的低层西风和对流活动迅速的增强。

4 夏季风爆发过程中南海中尺度对流系统的发展

南海季风爆发的一个重要标志是南海地区对流和降水的迅速发展(图 5)。在 SCSMEX 外场试验期, 利用布设在南海北部的双多普勒雷达阵, 观测到一系列的有组织中尺度对流系统^[16]。位于东沙岛的 ISS 综合探测系统与实验 3 号和科学 1 号考察船的加密探空也观测到对流爆发前后层结与风

场的演变。分析 1998 年 5 月南海夏季风爆发期间实验 3 号和 1 号考察船观测到的纬向风与 θ_{se} ^[49], 结果表明在南海北部(图 9a, c), 季风爆发前, 大气层结具有明显的位势不稳定。在对流层中层具有一个较深厚的干层, 600~ 700 hPa 层以下, $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial P} > 0$, 即位势不稳定。随着夏季风的迅速爆发(5 月 15~ 21 日), 西风很快在整个对流层建立。位势不稳层突然消失, 这意味着伴随着大量不稳定能量的释放对流活动爆发^[32]。以后一直维持湿中性的大气层结。在南海南部, 对流的爆发虽然没有北部那样剧烈, 但也可以看到, 随着中低层东风的减弱, 并转变为西风, 位势不稳定层结也不断减弱。

根据 SCSMEX 期间双多普勒雷达观测反演的

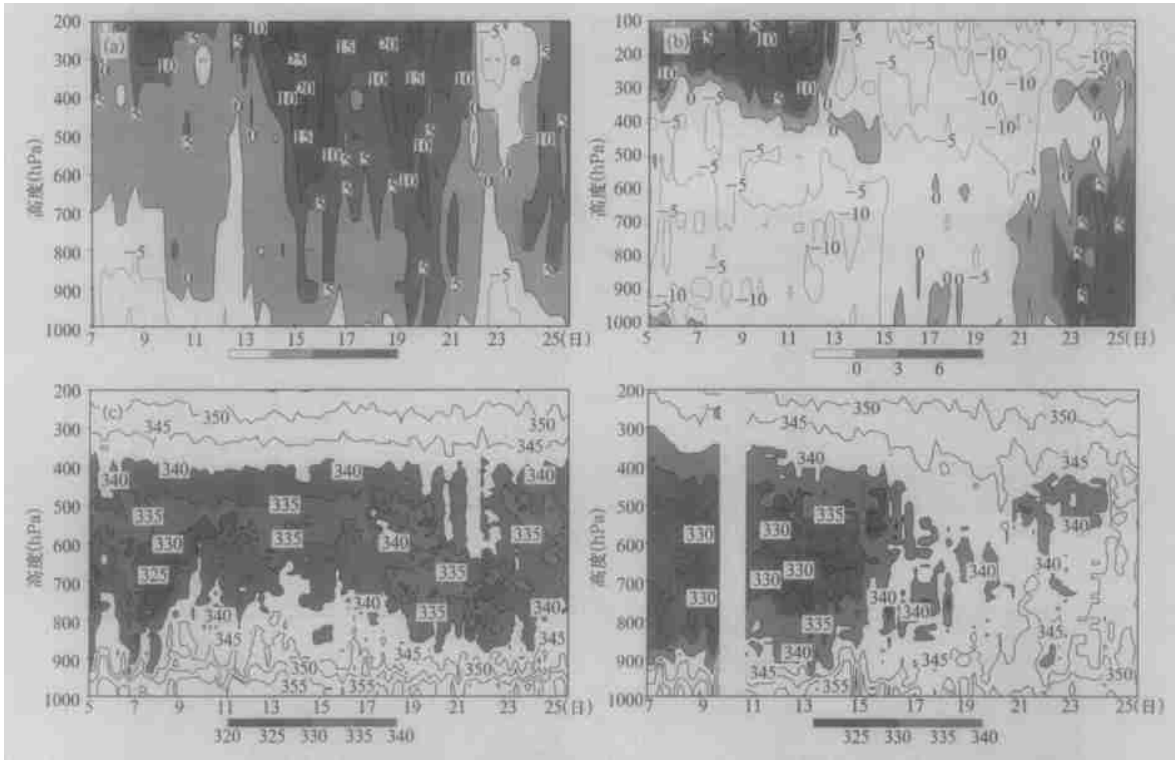


图 9 实验 3 号(a, c)和科学 1 号(b, d)观测到的纬向风(a, b)和 θ_{se} (c, d)时间-高度剖面^[49]

(a 与 b. 实线表示西风, 虚线表示东风, 阴影区为西风区, 单位: m/s; c 与 d. 阴影区为 θ_{se} 低于 340 K 的层次。等值线间隔是 5 K。在 1998 年 SCSMEX IOPs 期间, 实验 3 号和科学 1 号船分别位于 20°29'39"N, 116°57'58"E 和 6°15'N, 110°E)

Fig. 9 Height-time cross-sections of zonal wind and pseudo-equivalent potential temperature at

R/V Shiyen # 3 (a, c) and R/V Kexue # 1 (b, d) in 1998^[49]

(For (a) and (b), the full lines denote westerly wind and the dashed lines denote the easterly wind.

The westerly wind is shaded. The units are m/s and the contour interval is 5 units. For (c) and (d),

the values below 340 K are shaded and the contour interval is 5 units. R/V Kexue# 1 and R/V

Shiyen # 3 indicate the Research Vessel which were stationary at 6°15'N, 110°E and

20°29'39"N, 116°57'58"E during the IOPs of 1998, respectively)

降水分析, 在 5 月 15~ 19 日约有 8 个明显的中尺度雨带生成。它们主要由中尺度对流系统(MCSs) 造成^[16], 平均生命期为 6~ 12 h, 个别中尺度系统甚至更长(图 10a)。根据它们的移动特征 MCSs 可分为 3 种类型: 西北—东南移向型, 西南—东北移向型与静止型。这些 MCSs 的形成与季风爆发期的大尺度环流密切相关, 尤其是低层季风槽和切变线的建立为 MCSs 的形成和维持提供了有利的天气与动力条件(图 10b)。这些持续的、大范围的中尺度对流系

统通过积云加热对大尺度环流也会产生反馈作用。计算表明^[50], 由增强的对流造成的潜热释放在南海北部产生了强烈的大气加热($Q_1 > 0$, $Q_2 > 0$), 从而导致地面气压场降低, 季风槽进一步加强, 其南侧的热带西南季风也相应增强。这种季风槽与 MCSs 间的正反馈机制也有利于原位于南海对流层中上层的副热带高压进一步东撤和南海与中印半岛地区经向温度梯度的反向。

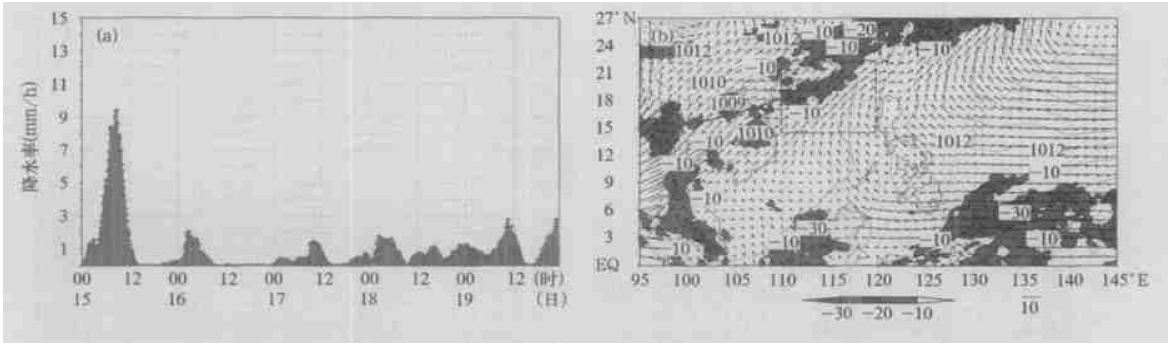


图 10 1998 年 5 月 15~ 19 日(季风爆发期)南海北部由双多普勒雷达测量(反演)的降水率时间变化曲线(a. 单位:mm/h)和同期的 850 hPa 平均风场(b. 单位:m/s)、海平面气压场(单位:hPa)及 TBB 场(单位:℃)^[49]
(实线:季风槽线,虚线方框:(a)中降水的平均区)

Fig. 10 (a) Retrieved precipitation per ten minute from dual- Doppler Radar during May15– 19 in 1998, which was mainly resulted from meso- scale convective systems (MCS) (unit: mm1h) ; (a) 850 hPa wind field sea- level pressure (unit: hPa) and TBB (unit: °C) during May 15– 19 in 1998^[49] . Dashed box: the region investigated in the northern SCS; bold black line: monsoon trough

5 南海夏季风的季节内振荡和遥相关

5.1 南海夏季风的季节内振荡

南海夏季风的活动及变化具有多时间尺度特征,而低频振荡特征尤其明显。在南海季风试验研究更清楚地表明,南海夏季风活动主要有准 20~ 70 d(季节内)的低频振荡特征^[15, 51]。图 11 是一个例子,很明显,无论是纬向风还是 OLR 的变化在 1992 年都以 20~ 40 d 和 50~ 70 d 为两个主要振荡周期,而 1998 年则以 30~ 50 d 为主要振荡周期。可见,夏季风活动的低频振荡特征十分清楚。

同时,研究还表明,不仅南海夏季风的活动有低频振荡特征,大气季节内振荡(ISO) 对南海季风活动也有极为明显的影响。如第 2 节所述,南海夏季风的爆发与大气季节内振荡的活动有关。Li 和 Wu^[52],穆明权与李崇银^[53]分析了 1998 年南海地

区(5~ 20°N, 105~ 120°E) 850 hPa 的纬向风以及 30~ 60 d 低频纬向风和低频动能随时间的演变,可以看出南海季风区存在明显的 30~ 60 d 低频振荡的活动,并且南海夏季风爆发与该地区的大气季节内振荡的活动有密切关系;低频纬向西风出现的时间比季风爆发时间约早 2 d。同时,从低频纬向风的演变可以看到,南海地区低频西风的加强主要是由于东边低频西风向西的扩展以及局地激发所造成(图略)。而印度洋低频纬向风的东传可能对南海夏季风爆发后的进一步发展有影响。

1998 年南海夏季风爆发前后(5 月 18~ 23 日) 850 hPa 30~ 60 d 低频动能的逐日水平分布也说明了这种情况(图略)。位于菲律宾以东洋面上的低频动能中心的明显特征是随着临近季风爆发,中心强度强烈发展,虽然中心位置少动,但活动区不断向西扩展、并在南海地区猛烈发展,反映了南海临近(菲

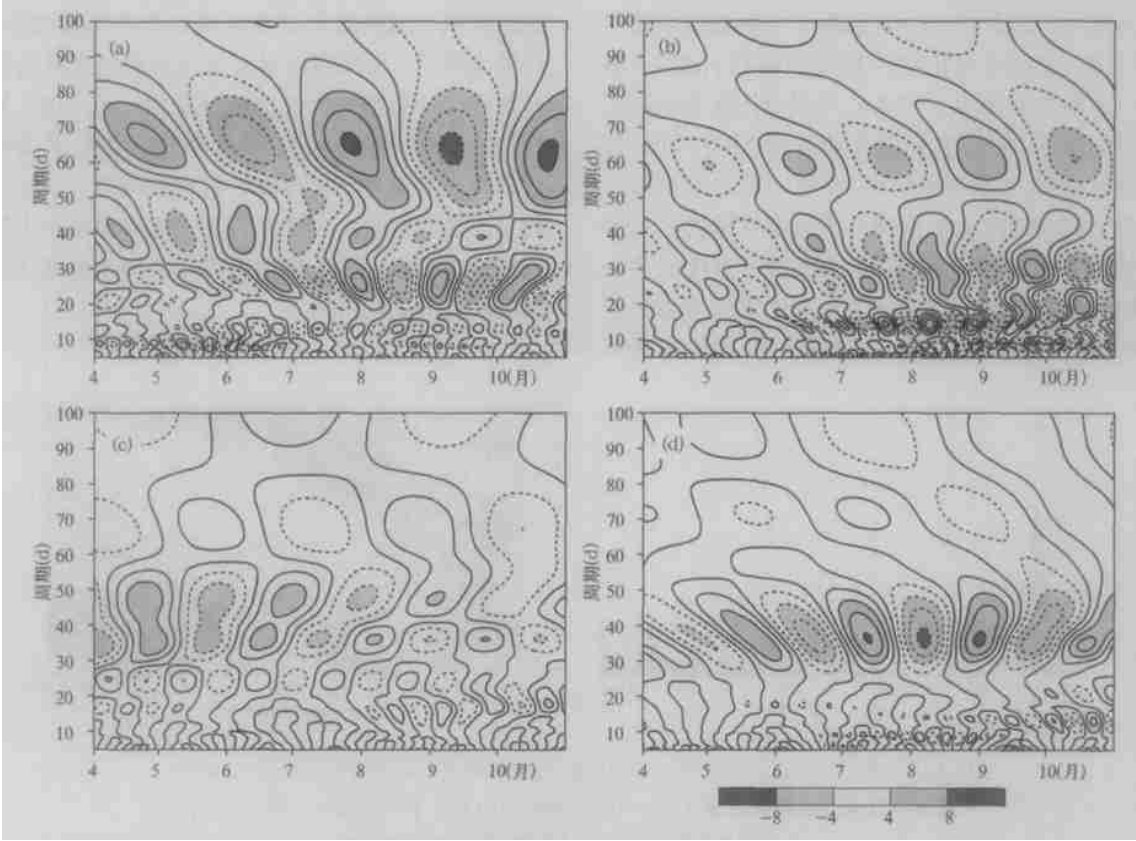


图 11 1992(a, b) 和 1998(c, d) 年南海地区(5~ 20° N, 105~ 120° E) 850 hPa 平均纬向风(a, c) 和 OLR(b, d) 的小波分析结果^[51]

Fig. 11 Wavelet analysis of 850 hPa mean zonal wind (a, c) and OLR (b, d) in the SCS (5~ 20° N, 105~ 120° E) for 1992 (a, b) and 1998^[51] (c, d)

律宾以东) 地区 30~ 60 d 低频振荡活动的强烈发展及其向西扩展对南海地区大气季节内振荡的活动及夏季风爆发有重要作用。1980 和 1986 年南海夏季风爆发前后低频动能的水平分布及演变, 与 1998 年有类似的特征。因而, 菲律宾东面 30~ 60 d 低频动能的强烈发展及其向西扩展对南海地区大气季节内振荡活动有重要作用, 并进而激发夏季风的爆发。

研究表明, 大气 ISO 对东亚夏季风变化有重要的影响^[54]。对强和弱南海夏季风年分别进行的合成分析表明, 无论在对流层低层(850 hPa) 还是在对流层高层(200 hPa), 大气环流形势都有明显的异常特征。强夏季风年 6~ 8 月和弱夏季风年 6~ 8 月在 850 hPa 合成流场主要的差别在于: 前者在 5~ 20° N 纬带有更强的西风, 而在 5~ 20° S 有更强的东风; 在南海东北部地区有更强的气旋性环流存在。强弱南海夏季风情况所合成的 850 hPa 大气季节内振荡的流场形势也有明显差别(图略), 对应强南海夏季风情况, 在南海及西太平洋地区有强 ISO 流场, 而对

应弱南海夏季风情况大气 ISO 流场相当弱; 而且对应前者, 大气 ISO 流场在南海- 西太平洋地区为强气旋性环流, 对应后者却为弱反气旋环流。因此可以认为, 对于强南海夏季风重要特征之一的强气旋性环流的形成, 大气强 ISO 的活动及低频气旋性环流有重要贡献。

强弱南海夏季风合成的 200 hPa 流场形势也有一定的差别(图略)。对于强南海夏季风情况, 南亚高压不仅偏强, 而且中心位置偏西、偏北, 青藏高原上空有更强的季节内振荡性反气旋环流形势。

5.2 南海夏季风的遥相关影响

资料分析和数值模拟都清楚表明, 南海夏季风的异常对中国东部地区的夏季降水有极明显的影响。强(弱) 南海夏季风往往导致长江中下游地区降水量偏少(多), 而华北地区降水量偏多(少), 显示了南海夏季风异常对中国汛期降水的影响。南海夏季风异常对中国及东亚等地的气候影响, 具有明显的遥相关波列特征。

通过资料分析和数值模拟, 李崇银、张利平^[55]曾指出, 南海夏季风的异常, 通过东亚-太平洋-北美(EPA)遥相关(波列)不仅会影响中国、韩国和日本地区的天气气候, 而且也将影响美国的天气气候。图 12 是以(15°N, 112.5°E)为参考点分别计算的强南海夏季风年和弱南海夏季风年北半球夏季 500

hPa 高度的相关形势。不同的 EPA 波列形势不仅将影响东亚, 也将影响北美的天气气候。最近, 美国科学家以美国中部的夏季降水为对象, 研究其与东亚的遥相关(影响), 所得到的影响美国夏季旱涝的季风模(遥相关波列)与我们已提出的 EPA 波列基本一致^[56]。

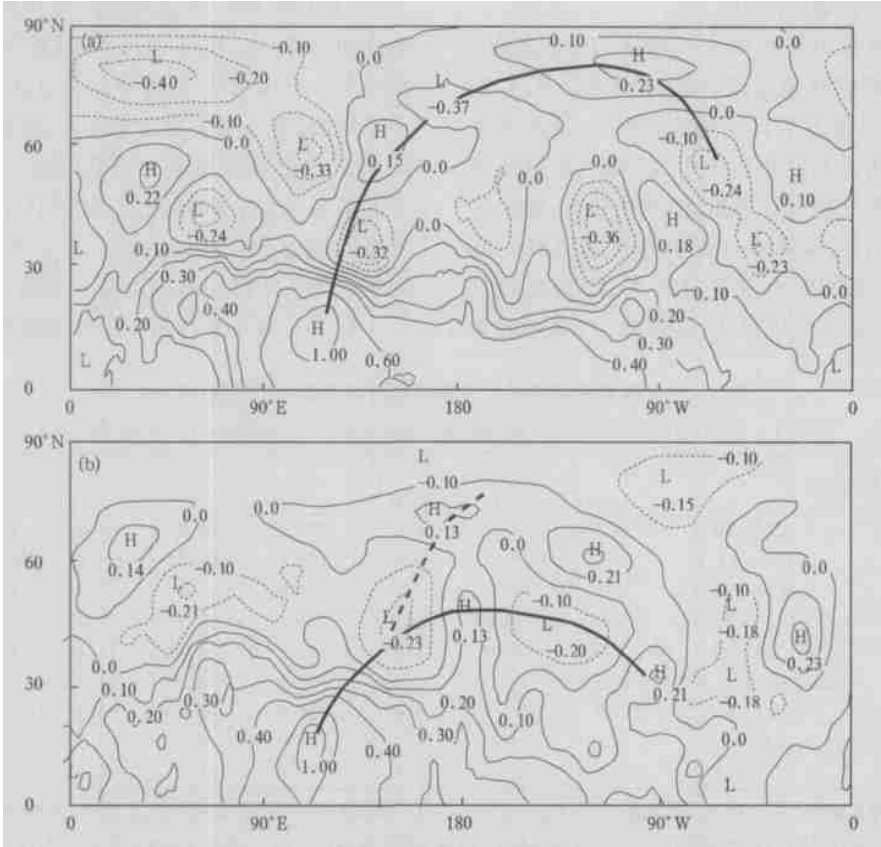


图 12 强(a)和弱(b)南海夏季风年北半球夏季 500 hPa 高度场的相关形势^[55]
(计算参考点在(15°N, 112.5°E))

Fig. 12 Correlative patterns for 500 hPa height fields in Northern Hemisphere for strong SCS summer monsoon (a) and weak SCS summer monsoon^[55].
Base point is (15°N, 112.5°E)

6 海-气界面的通量交换

南海海区的通量观测研究是热带海洋比较薄弱的地区。1998 年之前仅在南沙诸碧礁平台上进行过一次短时间的热通量观测, 1998 年南海季风试验设计了南、北两个通量观测阵, 使用观测塔、定点和走航观测船进行同步通量测量。西沙永兴岛海-气通量观测塔在 1998, 2000, 2002 年进行了 3 次观测试验, 获得了典型年份(1998 西南季风爆发晚年、2000 西南季风爆发早年、2002 正常年) 5~ 6 月近海

面层风、温、湿度资料, 向上、向下短波、长波辐射资料、风速和湿度脉动资料, 海面温度及部分波浪资料, 为研究东亚季风区海-气界面过程、通量参数化以及深入了解季风能量和水循环建立了良好的基础^[57~ 59]。

(1) 不同天气系统影响下海-气通量交换过程和特点

西南季风爆发前后, 随着风向、风速、云量、降水、湿度及海面状态等发生突然变化, 辐射通量特别是太阳短波辐射、海面净辐射变化明显。到达海面的太阳

总辐射约为季风爆发前的 2/3, 强对流降水、连续性降水时段甚至只有季风爆发前的 1/2。大气长波辐射和海面长波辐射变化相对比较稳定, 其中海面长波辐射变化甚小。西南季风爆发之前云量较少, 海面净辐射日平均值达 200 W/m^2 以上, 季风爆发期云量增多, 日平均值仅为 150 W/m^2 , 降水过程中甚至降至 95 W/m^2 , 只有季风爆发前的 42%。

感热通量主要由海洋向大气输送, 1998, 2000, 2002 年观测期间感热通量平均值分别为 7.8, 5.2, 5.2 W/m^2 。季风爆发前日变化趋势明显, 季风爆发后(包括爆发、低压发展和西南大风阶段)感热通量平均值比季风爆发前稍有增加, 但变化较大: 降水过程中数值增大明显, 强降水过程中曾经达到 $40\sim 50\text{ W/m}^2$ 。而西南大风期由于风速较大, 海面出现波浪, 海水的充分混合造成海-气温差减小, 感热通量

降至相对低值。

1998, 2000, 2002 年观测期间潜热通量平均值分别为 110, 85, 95 W/m^2 。季风爆发前潜热通量变化幅度较小, 日变化趋势白天高, 深夜低; 季风爆发后潜热通量的变化增大。潜热通量在降水过程中明显减小, 较大值出现在西南大风期和季风中断期。

2000 和 2002 年观测期间海洋热量净收入平均值分别为 71.8, 76.6 W/m^2 , 但是不同天气阶段差别很大。季风爆发之前平均达 126 W/m^2 , 显著高于平均值; 季风爆发后云量增多, 海面净辐射平均降低 1/3, 扣除海洋释放的感热通量、潜热通量后, 并考虑降水过程中海面失热, 有些日子海洋热量净收入可能接近于 0 或为负值。表 1 为 2002 年观测期间不同天气条件的海面通量平均值。

利用实验 3 号和科学 1 号考察船也进行了海气

表 1 2002 年观测期不同天气条件的海面通量的平均值(W/m^2)

Table 1 Mean sea surface fluxes during different weather conditions for 2002(W/m^2)

天气阶段		V (m/s)	R (mm)	N 1/10	Q_s	Q_b	H_s	E_L	Q_n
爆发前(1)	4 月 24~ 30 日	4.2	0.0	4.3	277.2	- 58.0	- 5.8	- 86.3	127.1
爆发前(2)	5 月 9~ 13 日	4.1	0.0	3.2	290.5	- 60.7	- 4.2	- 101.8	123.8
季风爆发(1)	5 月 14~ 18 日	6.1	79.0	7.3	194.0	- 41.4	- 5.0	- 97.2	50.4
西南强风(1)	5 月 19~ 23 日	7.6	0.0	7.1	222.8	- 40.2	- 2.7	- 100.6	79.3
季风低压(1)	5 月 24~ 29 日	3.3	126.0	8.9	181.2	- 39.7	- 11.1	- 89.2	41.2
西南强风(2)	5 月 30~ 6 月 2 日	7.5	0.0	7.4	232.6	- 42.3	- 4.9	- 96.8	88.6
季风低压(2)	6 月 3~ 6 日	5.9	47.4	8.6	126.9	- 31.9	- 5.2	- 71.2	18.6
西南强风(3)	6 月 9~ 12 日	8.5	0.0	6.7	264.9	- 45.4	- 3.5	- 124.3	91.7
季风中断	6 月 13~ 18 日	6.5	15.7	5.8	253.1	- 51.7	- 6.4	- 125.3	69.7

(V : 风速, R : 降水量, N : 总云量, H_s : 感热通量, E_L : 潜热通量, Q_s : 海洋实际吸收的净短波辐射(太阳总辐射 Q_{sw} : 海面反射短波辐射 Q_{br} : 净长波辐射(大气长波辐射 Q_{ls} 、海面长波辐射 Q_{lw})和海洋热量净收支 Q_{no} 。海洋热量净收支由公式 $Q_n=Q_s-Q_b-H_s-E_L$ 计算, 海洋吸收通量为正, 海洋放出通量为负)

通量的测量^[60]。并用涡动法计算了各种海气通量参数。在文献[49]中详细报告了测量结果。这里不再进一步说明。

(2) 南海与孟加拉湾、西太平洋暖池地区季风爆发前后热量交换比较

南海与孟加拉湾、西太平洋暖池等海域相连, 而且同属于热带纬度, 热量、水汽交换特点也有不同点。表 2 为西太平洋暖池 TOGA-COARE 船舶观测、Nauru-99 试验卫星观测、孟加拉湾海-气相互作用(JASMINE)试验观测结果。太平洋 TOGA-COARE 包括两个阶段: 1992 年 11 月西风爆发前平静时期和 1992 年 12 月到 1993 年 1 月西风爆发期。

孟加拉湾海-气相互作用试验包括 3 个阶段: 1999 年 5 月 10~ 15 日, 西南季风爆发前小风期; 5 月 21~ 26 日, 西南季风爆发期; 9 月 12~ 23 日季风中断期。比较表 1 和表 2, 可以看出洋面之间有所差异: 西太平洋暖池西风爆发、孟加拉湾季风爆发期比爆发前潜热通量明显增大, 南海却有所减少; 孟加拉湾爆发期潜热通量变化很大, 以致海洋热量净收支出现较大负值, 西太平洋西风爆发期出现较小负值, 南海季风爆发期为正值; 西太平洋爆发期海面净长波辐射增大, 孟加拉湾、南海均有所减少。这表明, 孟加拉湾较之西太平洋暖池、南海西南季风爆发期比爆发前潜热通量增大十分强烈。

表 2 西太平洋暖池与孟加拉湾海-气相互作用试验结果(W/m^2)^③

Table 2 Experiment results of air-sea interaction in West Pacific warm pool and bay of Bengal(W/m^2)			Q_s	Q_b	H_s	E_L	R	Q_n
试验								
太平洋	TC- 阶段 1		222	- 58	- 7	- 89	- 1	65
	TG-阶段 2		166	- 66	- 11	- 117	- 4	- 12
Naumu	TG-阶段 1		252	- 63	- 3	- 87	- 1	98
	TG-阶段 2		211	- 71	- 8	- 133	- 3	- 4
印度洋 JASMINE	阶段 1		260	- 49	- 5	- 115	- 0	92
	阶段 2		162	- 31	- 17	- 162	- 7	- 89
	阶段 3		229	- 38	- 3	- 92	- 1	96

(3) 感热、潜热通量、动量通量随风速、海-气温差和气温(水温)的变化

感热通量、潜热通量、动量通量变化与具体的气象要素之间的关系不尽相同: 感热通量小于 $10\text{ W}/\text{m}^2$ 时随着风速的增大感热通量几乎没有变化, 但当感热通量大于 $10\text{ W}/\text{m}^2$ 时, 随风速的增大感热通量明显增大。感热通量与海-气温差呈明显正相关关系, 相关系数高达 0.9 以上。特别是当海-气温差 $< 2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时, 相关关系更好, 随着海-气温差增大, 感热通量相应增大; 此外感热通量还和气温有明显的负相关关系, 这是因为该海域气温低于海面水温, 气温升高, 海-气温差减小, 感热通量相应减小。潜热通量与风速、海-气温差及海面水温均有正相关关系, 其中潜热通量与风速的关系最密切: 随风速的增大

潜热通量明显增大, 相关系数达 0.6, 并且可以拟合为线性关系式 $E_L = 8.18V + 51.62$ 。潜热通量与海面水温的相关关系较好, 随着海面水温的升高, 潜热通量相应增大。

2002 年海面动量通量平均值为 $0.045\text{ N}/\text{m}^2$, 与孟加拉湾 JASMINE-99 期间测量结果 $0.0446\text{ N}/\text{m}^2$ 相同。它与风速的关系密切: 当风速增大时, 动量通量迅速增大。动量通量 τ 和风速 V 的关系式

$$\tau = 0.00185V^2 - 0.00559V + 0.01248$$

(4) 海-气通量交换系数的计算

通量交换系数(动量交换系数 C_D 、感热交换系数 C_H 与潜热交换系数 C_E)是利用常规观测和整体输送公式进行通量计算的重要参数, 它们随天气和

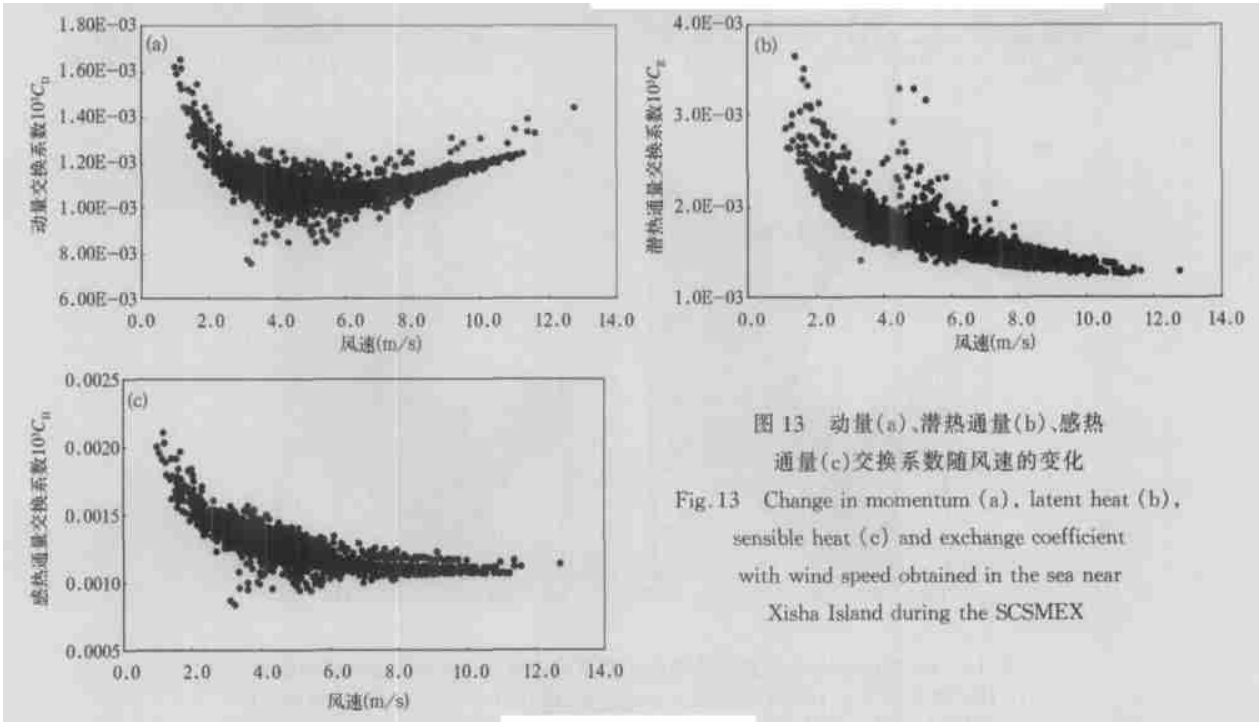


图 13 动量(a)、潜热通量(b)、感热通量(c)交换系数随风速的变化
Fig.13 Change in momentum (a), latent heat (b), sensible heat (c) and exchange coefficient with wind speed obtained in the sea near Xisha Island during the SCSMEX

③ Webster P. J, Bradley E. F, Fairall C. W et al. JASMINE: the field phase. 2000.

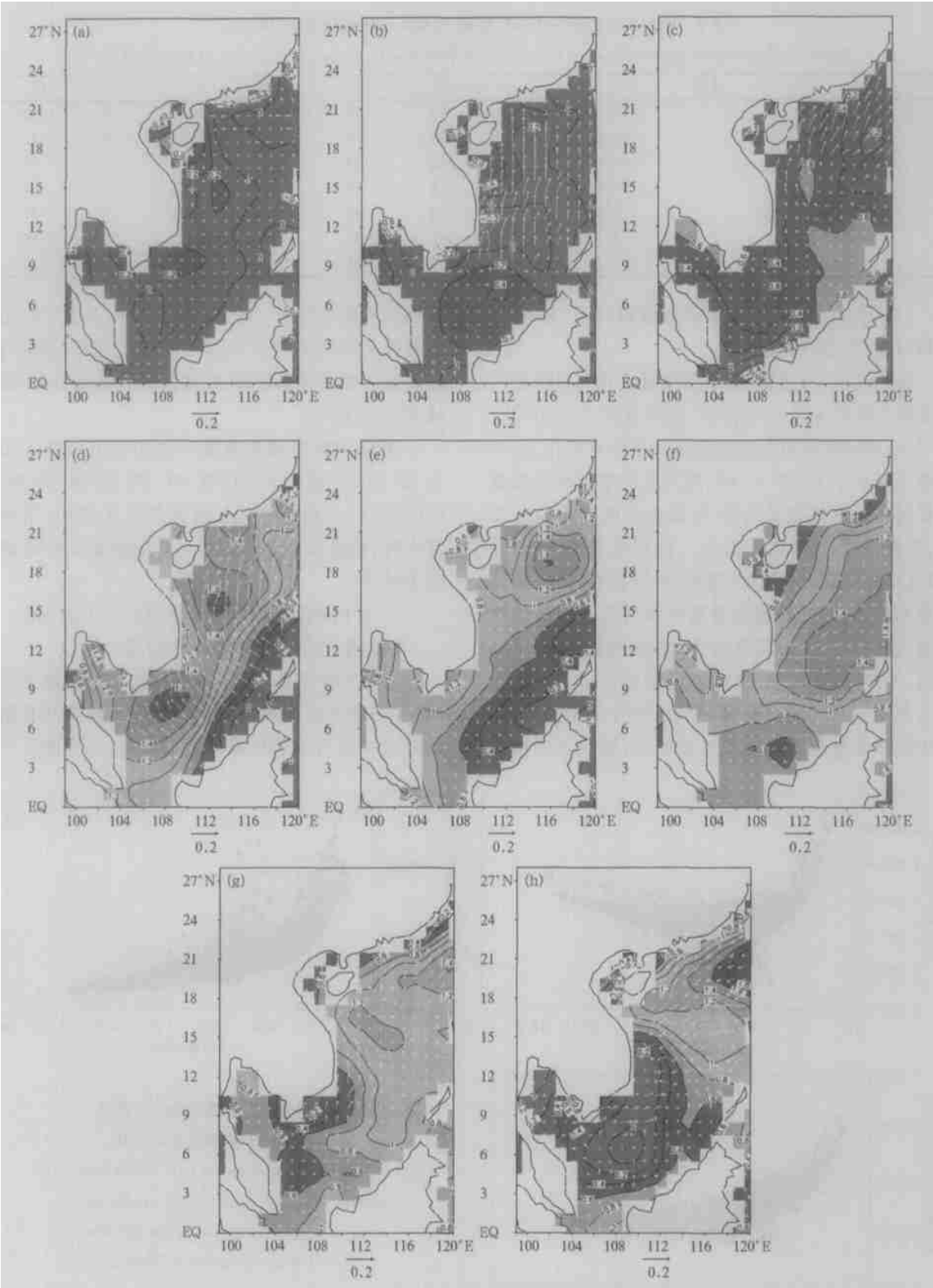


图 14 1997/1998 年南海暖事件期间季节平均南海 SSTA 和海面风应力距平
(a. 1997 年 3~ 5 月, b. 1997 年 6~ 8 月, c. 1997 年 9~ 11 月, d. 1997 年 12 月~ 1998 年 2 月
e. 1998 年 3~ 5 月, f. 1998 年 6~ 8 月, g. 1998 年 9~ 11 月, h. 1998 年 12 月~ 1999 年 2 月)
Fig. 14 Seasonal mean SSTA and sea surface stress for 1997/1998 warm event
(March– May, (b) June– August, (c) September– November, 1997; (d) December– February, 1998;
(e) March– May, (f) June– August, (g) September– November, 1998; (h) December, 1998– February, 1999)

海况有较大变化, 而不是一个常数。研究给出了由观测试验资料计算的中性条件及各类天气条件下的交换系数, 并讨论了它们与气象要素之间的关系。2002 年试验中性条件下动量交换系数 C_{Dn} 平均值为 $(1.029 \pm 0.16) \times 10^{-3}$ 。季风爆发前数值略小, 季风爆发后数值稍微增大, C_{Dn} 随风速的分布可以拟合为一个多项式

$$C_{Dn} = 0.00108 - 7.0996 \times 10^{-5} V_{10} + 1.3009 \times 10^{-5} V_{10}^2 - 4.4079 \times 10^{-7} V_{10}^3$$

整体动量交换系数 C_D 与风速的关系密切(图 13), 当风速 $< 5 \text{ m/s}$ (光滑流) 时, 随着风速增大而迅速减小; 当风速 $> 5 \text{ m/s}$ (粗糙流) 时, 随着风速增大而缓慢增大。 C_H 与海-气温差呈现正相关关系, 特别是当海-气温差 $< 2^\circ\text{C}$ 时, 随着海-气温差增大相应增大; C_H 和气温也有明显的负相关关系。 C_E 与风速的关系密切: 当风速 $< 5 \text{ m/s}$ 时, 随着风速增大而迅速减小; 当风速 $> 5 \text{ m/s}$ 时, 随着风速增大减小缓慢, 当风速 $> 12 \text{ m/s}$, 趋向一稳定值。海-气温差也影响潜热交换系数变化, 当海-气温差 $< 2^\circ\text{C}$ 时, 海-气温差增大相应增大, 当海-气温差 $> 2^\circ\text{C}$ 时, 与海-气温差的相关关系减弱。热通量和动量交换系数与风速的关系也可以表示为一个多项式, 与海-气温差的关系可以表示为线性关系式。

7 南海季风作用下上层海洋的热力—动力学一些特征

南海季风试验重点开展了南海环流与季风相互作用、中尺度涡旋的时间空间演变、南海上层海洋层化结构及其低频变率、与中尺度动力过程有关的遥感分析和海-气相互作用等内容的研究, 初步建立南海热带中尺度海洋动力过程的理论体系。

(1) 根据南海海洋观测资料诊断分析, 发现强度和持续时间为近几十年来之冠的 1997 年春、夏至 1999 年春季的南海强烈暖事件和相应的环流结构的 ENSO 型异常(图 14)。这次南海暖事件的发生、发展也对应了热带东太平洋 ENSO 事件的发展, 两者几乎同时在 1997/1998 年冬季(具体而言为 1998 年 1 月左右)达到巅峰; 南海大部分海域海表温度距平(SSTA)在 1°C 以上。1997 年东亚夏季风偏强, 冬季风偏弱, 南海海面风距平为一致的南风距平。在南海 SSTA 发展阶段, 南风距平导致的暖平流为主要作用因子。这个阶段海盆中央没有系统的海面高度距平(SSHA), 温跃层调整不明显。随后,

南海海面南风距平消退, 甚至在 1998 年夏季一度表现为北风距平, 这是因为 1998 年南海夏季风偏弱; 而此时高 SSTA 位于北部深水区域及泰国湾附近, 并且温跃层加深且明显下凸, 海盆中央维持海盆尺度环流系统的 SSHA 所导致的对流模态使南海海温距平进入维持阶段。到了 1998/1999 年冬春季, 南海南部 SSTA 开始消退, 及至 1999 年 5 月, 这次暖事件宣告结束。

(2) 针对南海环流的年际变化, 分析了 El Nino 和 La Nina 期间的南海异常流函数场。发现在 El Nino 期间的夏季异常流函数场主要体现在南海自身环流结构的强化, 即南部反气旋式涡流和北部气旋式涡流加强; 冬季则削弱整个南海的气旋式流场。La Nina 期间对夏季环流态的影响主要集中在南海北部, 即削弱北部气旋式涡流; 冬季则强化整个南海的气旋式流场。这从气旋式和反气旋式涡流强度变化所体现的南海环流年际变化的角度为南海海温和热含量的年际变率提供了定性的动力学解释。

(3) 对于南海南部上层海洋环流的季节性结构, 观测到冬、夏反向的次海盆尺度流涡、夏季东向离岸流和南海西部涡旋的双极子结构; 观测资料和数值模型证实南海南部主要是风生环流, 并指出一

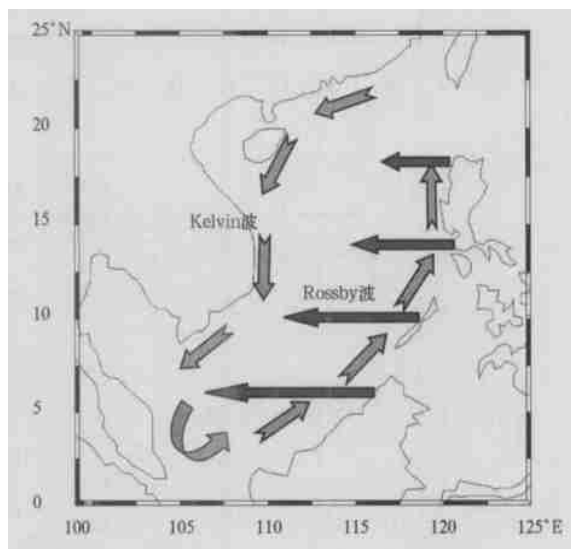


图 15 边界截获 Kelvin 波(灰色)和源于东边界的西传 Rossby 波(黑色)在南海海盆尺度环流态建立过程中的重要作用

Fig. 15 The important role of boundary-trapped Kelvin wave (grey) and westward propagating Rossby wave (red) originating in the eastern boundary in establishment of the SCS basin-scale circulation state

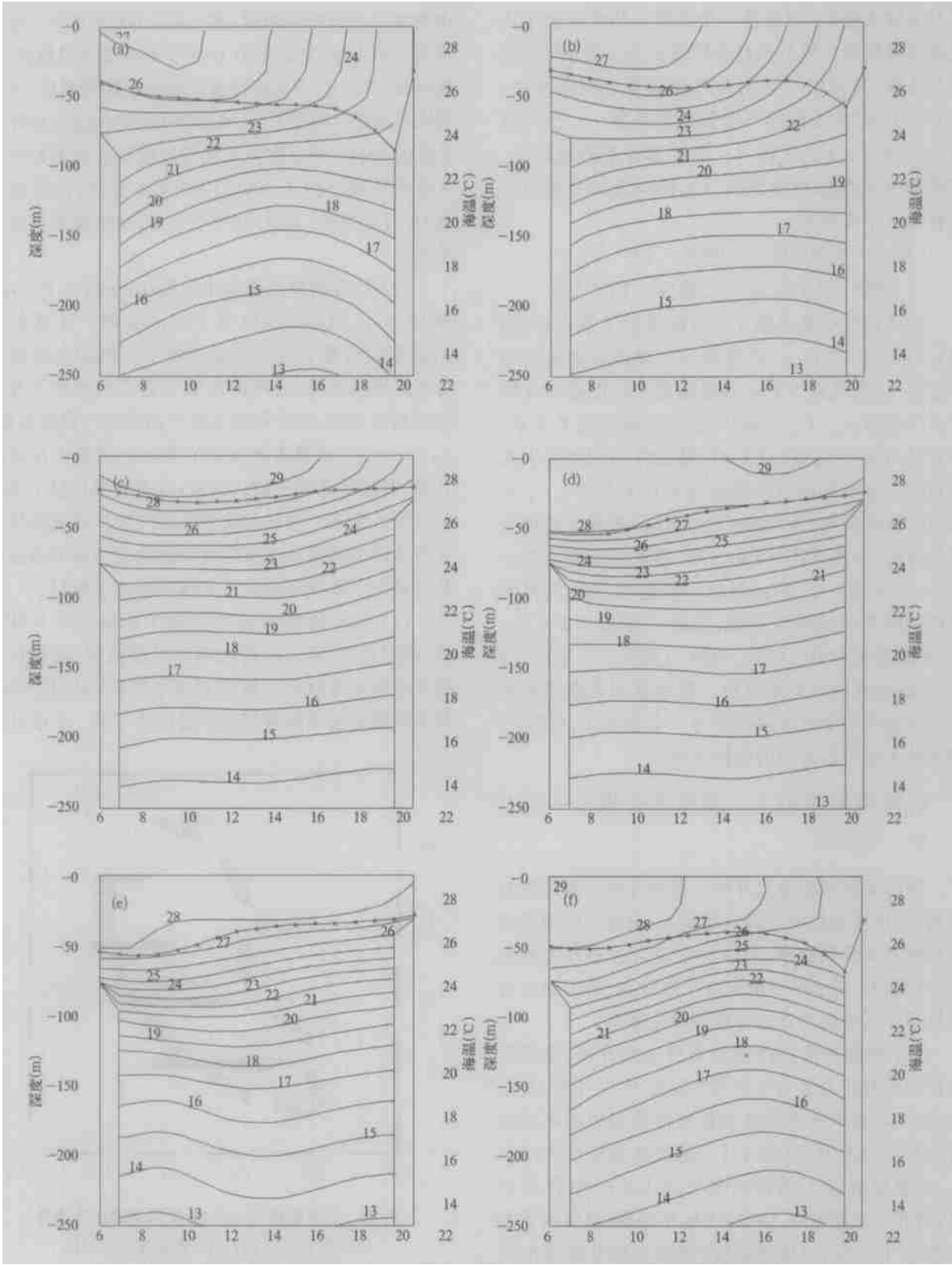


图 16 南海 1(a), 3(b), 5(c), 7(d), 9(e), 11(f) 月份经向 115°E 断面的海洋层化特征
(等温线(单位: °C) 间隔为 1 °C, 带星点实线为混合层深度)

Fig. 16 The ocean stratified characteristics of January (a), March (b), May (c), July (d), September (e) and November (f) along 115°E. Solid lines: isolines of sea temperature (unit: °C). Solid line with dots: depth of mixed layer

个反气旋涡在南沙海槽处产生、发展并向西传播乃至衰减, 且具有约 50 d 的周期性过程; 揭示了边界截获的 Kelvin 波和西传的 Rossby 波在南海海盆尺度环流态建立过程中的重要作用; 特别是通过高分辨模式揭示了边界截获 Kelvin 波和源于东边界的西传 Rossby 波在南海海盆尺度环流态建立过程中的重要作用(图 14), 提出了南海季风性海洋环流的建立机制, 进而估算了南海上层海洋大尺度环流调整的特征时间尺度, 与源于东边界的西传 Rossby 波相速。这一关于南海季风性海洋环流建立与调整的水平大尺度波动观点有别于以往的局地海洋对风应力和风应力涡度强迫的响应机制(图 15)。

(4) 南海是一个海洋层化显著的区域, 对南海层化结构进行了研究(图 16)。对理想海底地形的南海海洋经向翻转环流进行了数值模拟, 估算了经向翻转环流的流量约为 0.7 Sv; 提出了季节性温跃层中存在明显的位涡池和混合层水体潜沉进入季节温跃层上层、在等密度水层中沿等位势涡度线运动的观点。通过分析气候平均温盐资料, 揭示南海混合层和障碍层的时空分布特征, 剖析了混合层深度及其障碍层强度的季节变化规律; 探讨了南海温跃层与上层海洋热状况的内在联系; 给出了“南海暖池”的三维形态, 表明 4 至 11 月份 28 °C 等温包络面呈现大小不等和深浅不同的盆状, 形象化地表示了暖水的演变过程, 并对暖池季节演变进行了数值研究。上述研究虽然只是对南海温跃层动力学的一些初步探讨, 但却从其形态的运动学侧面反映了南海温跃层蕴含了环流季节性调整的关键信息, 说明南海温跃层的演变也是制约南海环流变化的一个内因。

8 南海与东亚夏季风的数值模拟

在东亚季风的数值模拟研究中, 中国学者已经有很多成果。在数值模拟中采用的模式有全球模式和区域模式^[61]。全球模式在区域气候变化的模拟和预测中, 性能还不够良好。赵宗慈等选用了 11 个全球环流模式, 对它们在东亚地区(15~ 60°N, 70~ 140°E) 的模拟性能作了统一评估, 发现这 11 个模式对东亚地区全年和夏季的降水与气温的模拟结果有很大的不一致性, 尤其是对降水的模拟。上述结果表明, 即使对东亚这样一个较大的区域, 全球模式也不能较好地模拟出与观测相符的气候特征。这是因为区域气候的成因是多方面的, 大尺度背景场的影响在某种程度上虽然起主导作用, 但区域内的特殊

地形和下垫面特征, 往往造成区域气候的特殊变化规律。由于全球模式的水平分辨率较低, 难以细致地描述区域内中小尺度的地形、地表特征和其他因子对区域气候变化的强迫和影响, 因而往往不能较好地预测区域气候的变化。因此利用区域气候模式对东亚季风的季节变化和异常进行数值模拟是十分必要的。在 SCSMEX 中, 我们用 RegCM2-NCC^[62], RegCM2(NCAR 第 2 代区域气候模式)^[63, 64] 和南京大学 $p-\sigma$ 区域气候模式^[65] 对南海季风的季节变化和引起季风变异的若干因子的作用进行了数值模拟。

(1) $p-\sigma$ 区域气候模式对南海季风季节变化的模拟

中国区域气候的季节变化是与盛行气流的转换相联系的, 由于季风特征在对流层低层最为明显, 从 2 月上旬至次年 1 月下旬 850 hPa 附近 105~ 120°E (南海地区的经度范围) 纬向平均后的风矢量时间-纬度剖面(图 17) 中可以看出, 在中国南海地区, 冬半年以东北东气流为主。南海地区的西南季风气流形成于 5 月份, 以后经历一个增强—减弱—消失的过程, 10 月份为南海西南季风的转折期, 以后转受东风气流控制。对于中国东南部地区(21~ 30°N), 全年以西南气流为主, 但在 5 月份南海季风爆发后, 西南气流强度明显增强。在 6, 7 月份, 存在明显的低层西南季风气流。8 月份, 西南季风气流可到达 30°N 以北。此后, 西南季风由高纬至低纬逐渐撤退。由此可见, 在模拟的风场中, 中国东部盛行气流的季节性变化, 与实际情况亦基本一致。

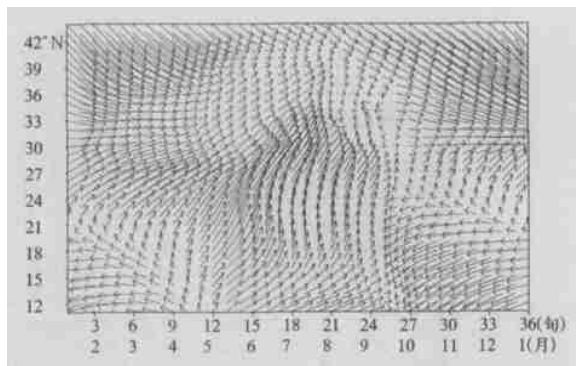


图 17 2 月上旬至次年 1 月下旬 850 hPa 附近的模式层上 105~ 120°E 纬向平均风矢量的时间-纬度剖面^[65]

Fig. 17 Latitude-time cross-section of 850 hPa zonal wind vector near 850 hPa model level averaged along (105~ 120°E) for the first ten days of February – last ten days of January in the following year

(2) 青藏高原积雪对季风气候的模拟

欧亚雪盖及青藏高原积雪对大气环流特别是对季风影响的数值模拟已经有了不少工作。但这些工作采用的大都是全球环流模式,往往不能较细致地刻划出区域气候对积雪异常的响应特征。Qian 等^[66]采用区域气候模式 RegCM2,模拟积雪异常对中国夏季风气候的影响,作了 6 个敏感性试验。控制试验是用 1 月气候平均的气象场和海温场作为初值,从 1 月 1 日积分至 8 月 31 日,边界强迫和海温均用相应时间的观测场资料。这里只给出青藏高原冬季雪深增加试验(DL)和用 1998 年 6~8 月观测场作为边界条件的试验(BN)与控制试验在夏季的降水和 850 hPa 的风场差值分布(图 18)。

从图 18a 和 b 可以看出,青藏高原冬季积雪深度的增加有利于江淮流域夏季降水的增多,而在其南北两侧的江南至华南以及华北等地区,降水会减少;1998 年 6~8 月的边界流场对区内的强迫,产生同样的效果,不过边界强迫的效果更明显。因此,在

1998 年这两个因子都有利于长江流域的洪涝发生。这种降水异常的区域分布,与季风的减弱关系密切。图 18c 和 d 是相应试验与控制试验 850 hPa 的风场差值分布,表明当冬季青藏高原积雪深时,东亚季风减弱,在长江以北地区形成距平风场的辐合带,而在其两侧有距平风场的辐散带,它们与降水的正负距平带十分匹配。1998 年 6~8 月的边界流场对区内的强迫,产生同样的距平风场分布,不过边界强迫对东亚季风减弱的效果更明显。

青藏高原积雪异常对中国夏季风气候的影响是通过“湿土壤”与大气的相互反馈作用(即记忆功能)而达到的。“湿土壤-大气”系统的这种“记忆”功能正是青藏高原积雪异常对中国春夏季降水影响的主要机理。也就是说,土壤长时间的湿度异常及其与大气间的反馈是地气系统“记住”积雪异常信息,并对其后的气候状况产生持久影响的根本物理机制。但是,到 5 月末,由积雪异常造成的地表水增加和地温下降已经很少了(图略),单纯的水文过程已不再

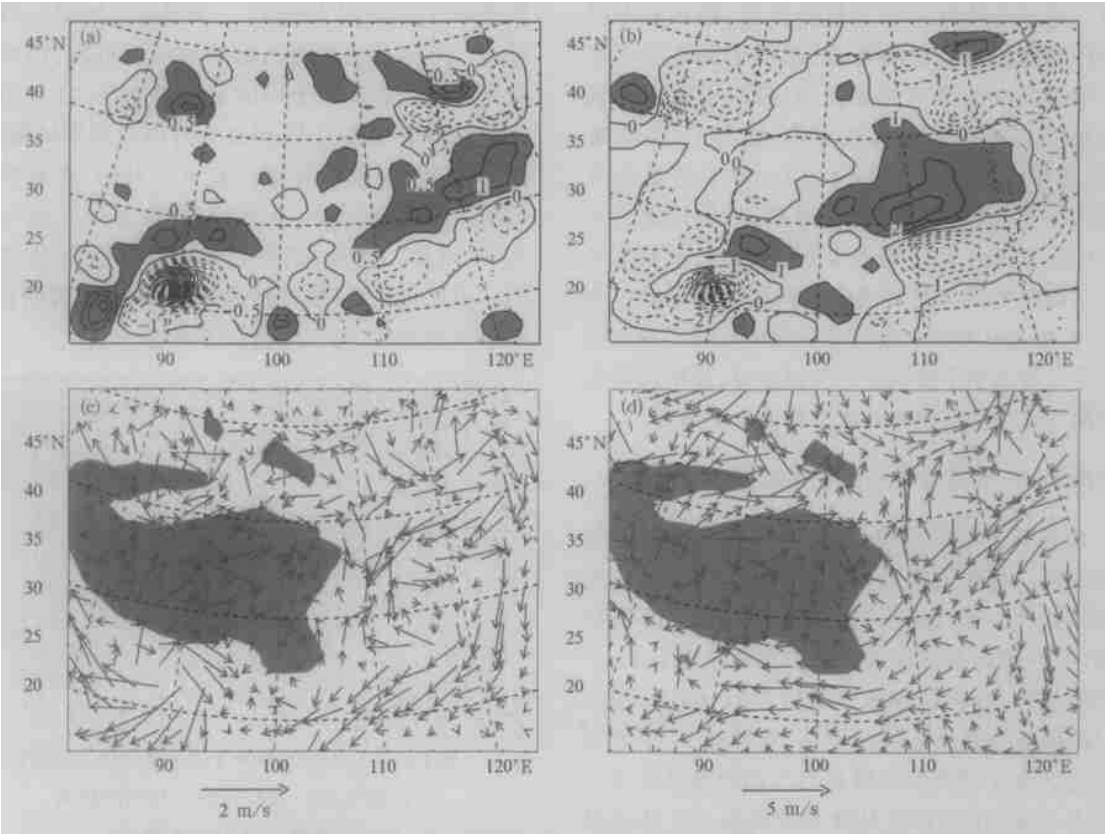


图 18 RegCM2 模拟的青藏高原冬季积雪深度增加(a, c)和 1998 年 5~8 月边界流场强(b, d)所引起的中国夏季降水变化(a, b, 单位: mm/d)以及相应的 850 hPa 的风场差值(c, d, 单位: m/s)^[66]
Fig. 18 Change in summer precipitation (a, b, unit: mm/day) and 850 hPa wind fields difference (c, d, unit: m/s) caused by increase in snow depth in winter over the Tibetan Plateau simulated with RegCM2 (a, c) and boundary flow field forcing of May–August, 1998^[66]

能对后期的地气系统产生显著的影响, 因而积雪异常造成的地气系统中温度和湿度的变化能否维持到季风爆发的 5 月, 就成为积雪异常对后期大气环流影响强弱的关键。在 1998 年, 高原积雪深度异常的效应, 确实能持续至 5 月, 而且, 又有合适的环流形势(边界强迫)相配合, 这些都对夏季风气候产生了显著影响。

(3) 区域海气耦合气候模式对 1998 年南海季风爆发过程的模拟

利用改进的 RegCM 2, RegCM 2-NCC, Liu 和 Ding^[62]模拟了 1998 年夏季风的活动与降水过程。他们不但模拟出了季风爆发, 活跃与中断期的全过程, 而且还模拟出了季节雨带的北推过程以及不同时期显著降水事件的分布。

将美国普林斯顿大学海洋模式(POM)的南海版本(SCS-POM)和 $p-\sigma$ 混合坐标系区域气候模式相耦合, 发展了东亚及其邻近海洋地区的区域海气耦合气候模式($p-\sigma + \text{POM-CRCM}$), 用研制的 $p-\sigma + \text{POM-CRCM}$ 模拟了多年平均的夏季风的爆发及演变过程, 并对 1998 年夏季风个例进行了模拟, 以考察区域性海气耦合模式在模拟东亚气候形成和变化中的潜力^[67]。

由 1998 年 105°~120°E 南海经度带内平均的低空西南风的时间-纬度剖面(图 19)可见, 实况中低空西南风有 3 次自南向北的爆发过程, 分别在 5 月中下旬、6 月中下旬和 7 月底 8 月初。这 3 次向北爆发过程均很好地被模拟了出来, 且模拟的强度与观测也大致相当。

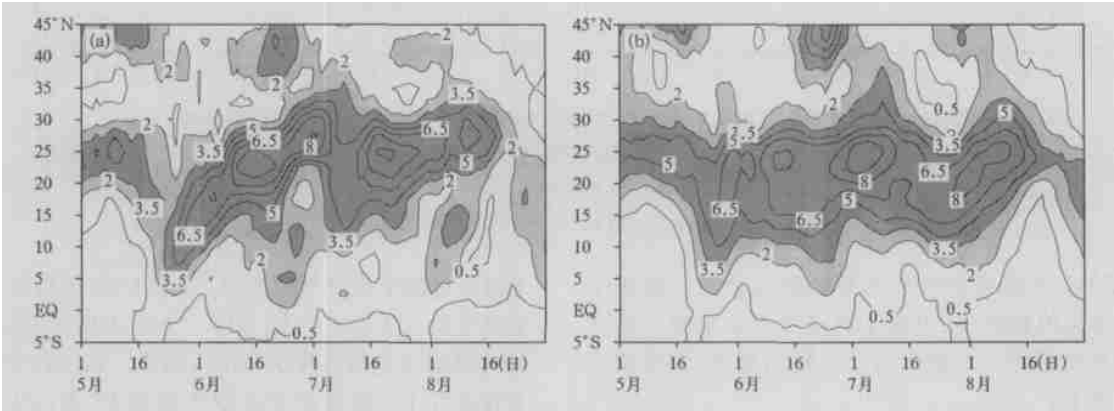


图 19 1998 年 105°~120°E 南海经度带内平均的低空西南风(m/s)的时间-纬度剖面^[67]
(a. 实况场(850 hPa), b. 模拟结果(第 5 模式层))

Fig. 19 Latitude-time cross-section of low-level south westerly wind along 105°–120°E in 1998^[67] (m/s). a: observed (850 hPa); b: simulated (the 5th model level)

由 1998 年 0°~20°N 南海中南部纬度带内平均的低空西南风的时间-经度剖面(图 20)可见, 实况中低空西南风在 5 月中下旬有 1 次东扩过程。6 月上旬, 西南风有 1 次减弱过程, 其后, 西南风大值轴一直维持在 95°E。这些特征都被模拟出来了。但是, 模拟的西南风大值轴上的风速皆偏小, 且 7 月中旬后, 模拟的西南风大值带比实况宽。

$p-\sigma + \text{POM-CRCM}$ 对 1998 年海洋要素的模拟中, 对海流的模拟与由观测资料单独驱动 POM 时的模拟结果相近, 但对表层海温的模拟出现较明显的冷差异。分析发现, 区域海气耦合模式模拟结果中的表层海况最易发生气候漂移, 其原因可能主要是大气和海洋模式界面上的热量通量与实际的不一致。表层海流与海温对大气模式中风应力和热量通

量的误差最敏感。这表明海气耦合的区域气候模式初步试验虽然是成功的, 但尚有许多问题待解决。

9 结 论

南海季风试验是一次大气与海洋的联合试验, 旨在更好地了解南海夏季风的爆发、维持与变化。通过各参与国和地区的积极合作, 这个区域的大型季风试验取得了圆满的成功。1998 年 5~8 月的外场试验, 获得了大量的气象与海洋资料, 它们为研究南海季风与东亚季风的的活动及其与海洋的相互作用提供了宝贵的资料。它们已被日本、美国、澳大利亚等国用于四维资料同化, 汇编了专门的资料集。中国和香港地区等也用这些资料进行初值的同化, 改进了不同时间尺度的季风与降水预报。另一方面,

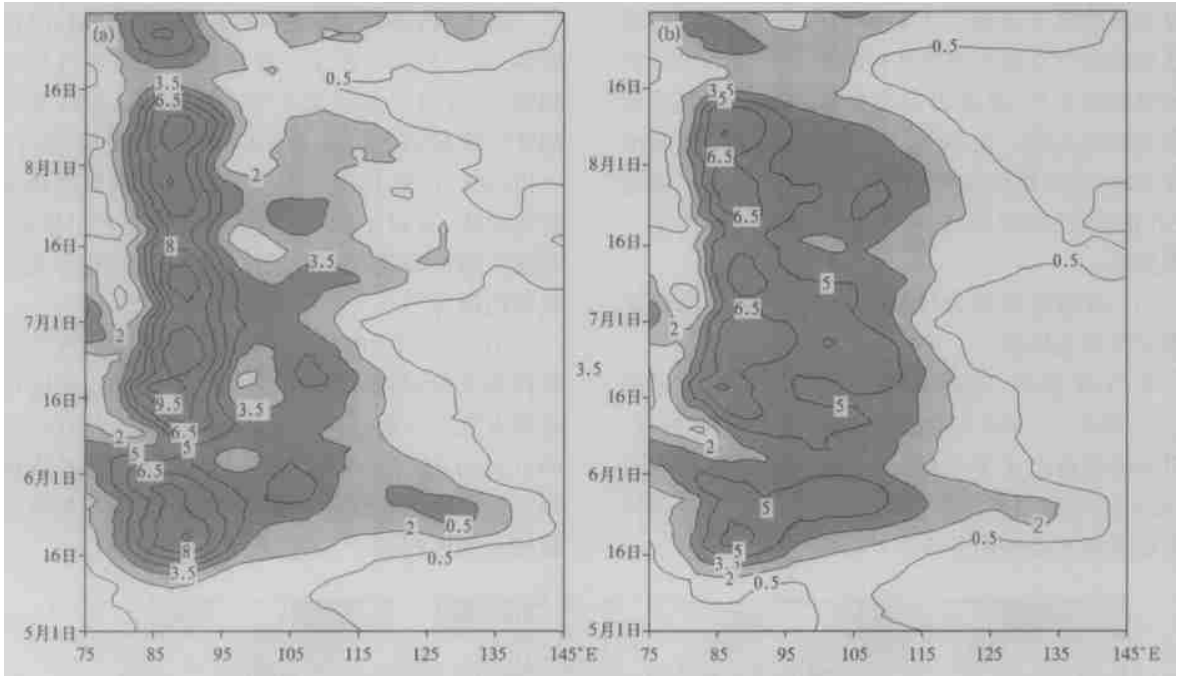


图 20 1998 年 0~ 20° N 南海中南部纬度带内平均的低空西南风的时间- 经度剖面^[67]
(其余说明同图 19)

Fig. 20 Same as Fig. 19, but for longitude- time cross- section of low- level south westerly wind for 0- 20° N zone in 1998^[67]

由 SCSM EX 获得和收集的各种资料也被广泛用于东亚季风的研究中,得到了许多重要的成果。本文是这些成果的一个初步总结。概括起来,主要研究成果如下:

(1) 亚洲夏季风最早爆发的地区是在中印半岛和南海。它是大尺度环流的季节变化在特定热源,冷空气与季节内振荡等强迫下的产物。从天气过程的观点看,它与上游赤道东印度洋低层西风的加速,双涡旋的发展,孟加拉湾低压的加强与对流的强烈发展密切相关。

(2) 在南海季风爆发时期,在南海北部观测到许多中尺度对流系统(MCSs)。它们与大尺度环流密切相关,并通过凝结加热形成正反馈机制,进一步增强热带西南季风的爆发过程。

(3) 在南海地区季节内振荡主要有两种模式,即 10~ 20 d 和 30~ 60 d 振荡。在季节变化背景下,它们的湿位相在南海地区的锁相,对于南海夏季风的爆发有重要的触发作用,并且这些低频振荡的北传,在很大程度上可以影响中国与东亚地区降水事件的发生。

(4) 季风期南海-西太平洋热带地区的对流活动可以激发定常的 Rossby 波产生 EPA 遥相关型,

不仅可以影响东亚地区的天气与气候,还可影响下游北美地区天气-气候条件。另外还揭示,南海季风的强弱与中国的降水有密切关系。强(弱)季风通常在长江中下游地区导致降水的偏少(多),华北地区降水偏多(少)。

(5) 海气通量与季风活动有密切的关系。西南季风爆发前后,随着风向、风速、云量、降水、湿度及至海面状态等突然变化,太阳短波辐射、海面净辐射、潜热通量和海洋热量净收支变化强烈。感热通量、潜热通量、动量通量变化受不同大气要素的影响。1998 年季风期西沙岛附近海面的感热通量为 7.8 W/m^2 ,潜热通量为 $110 \sim 130 \text{ W/m}^2$,Bowen 比为 $0.047 \sim 0.071$,与热带地区其他地点的测量值相近。海洋热量净收支变化表明:季风爆发前海洋是能量累积过程,季风爆发期海洋是能量释放过程,而在中断期,海洋是能量重新累积的过程。通量交换系数(动量交换系数 C_D 、感热交换系数 C_H 与潜热交换系数 C_E)随天气和海况有较大变化,它们与风速、海气温差的关系可以表示为多项式或者线性关系式。

(6) 1997~ 1998 年南海海温是近几十年最高的,这个南海暖事件的发生对应了热带东太平洋

ENSO 事件的发生。它的出现与衰弱与南海季风的
变化密切相关。南海的环流场对于 ENSO 事件也
有明显的响应。如 El Nino 事件期间, 其环流结构
可以得到加强, 反之, La Nina 事件期间其北部的气
旋式涡流减弱。另外也揭示了边界截获的 Kelvin
波与西传的 Rossby 波在南海海盆尺度环流态建立
过程中的重要性。提出了南海季风性海洋环流的建
立机制。另外对南海温跃层动力学进行了探讨, 研
究了南海海洋层化结构, 给出了南海暖池的三维形
态。

(7) 利用区域气候模式成功地模拟了南海与东

亚地区季风场和雨带的季节变化与季节进程。对于
1998 年汛期中国主要暴雨事件也成功地模拟出来。
通过 SCSMEX 计划发展的海气耦合区域模式, 也具
有一定模拟东亚季风场演变和海洋状况的能力。

致谢: 南海季风试验(SCSMEX)是“九五”期间国家攀
登 A 项目。得到了科技部、中国气象局、国家海洋局、中
国科学院等部门的大力支持, 许多国家与地区以及众多科学家
参与了此项目, 为项目的成功实施作出了贡献。在此表示深
深的感谢。也感谢张智北、刘家铭、Jonhson、陈忠良、王作
台、王守荣、巢清尘、胡敦欣、赵永平教授等大力的帮助与支
持。感谢广东省气象局的大力协助。最后感谢宋亚芳、谢
强、何春在撰写本文中的帮助。

参考文献

- 1 竺可桢. 东南季风与中国之雨量. 地理学报, 1934, 1: 1~ 27
- 2 Tao S Y, Chen L X. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. In: Chang C- P, Krishnamurti T N, Eds. Monsoon Meteorology. Oxford University Press, 1987. 60~ 92
- 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 丁一汇, 村上胜人主编. 亚洲季风. 北京: 气象出版社, 1994. 263pp
- 5 Ding Y H. Monsoons over China. Dordrecht/Boston/London: Kluwer Academic Publisher, 1994. 419pp
- 6 朱抱真, 丁一汇, 罗会邦. 关于东亚大气环流和季风的研究. 气象学报, 1990, 48(1): 4~ 16
- 7 丁一汇, 马鹤年. 东亚季风的研究现状. 见: 何金海主编. 亚洲季风研究的新进展. 北京: 气象出版社, 1996. 246pp
- 8 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(4): 249~ 263
- 9 Wang B, Ding Y H. An overview of the Madden Julian Oscillation and its relation to monsoon and mid- latitude circulation. Adv Atmos Sci, 1992, 9: 93~ 111.
- 10 丁一汇主编. 1991 年江淮持续性大暴雨的研究. 北京: 气象出版社, 1993. 47~ 130
- 11 郭其蕴, 王继琴. 近 30 年夏季风时期中国的降水分布. 地理学报, 1981, 36(2), 187~ 195
- 12 Ding Y H. Summer monsoon rainfalls in China. J Meteor Soc, Japan, 1992, 70: 373~ 396
- 13 黄荣辉, 李维京. 夏季西太平洋热源异常的作用. 大气科学(特刊), 1988, 8(1): 107~ 117
- 14 Nitta T. Convective activities in the northern hemisphere summer circulation. J Meteor Soc, Japan, 1987, 41: 373~ 390
- 15 丁一汇, 李崇银主编. 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. 423pp
- 16 Lau K M, Ding Y H, Wang J T, et al. A report of the field operations and early results of the South China Sea Monsoon Experiment (SCSMEX). Bull Amer Meteor Soci, 2000, 81: 1261~ 1270
- 17 Lau K M, Yang S. Climatology and interannual variability of the Southeast Asian monsoon. Adv Atmos Sci, 1997, 14: 141~ 162
- 18 Qian W H, Lee B K. Seasonal march of Asian summer monsoon. J Climat, 2000, 20: 1371~ 1378
- 19 何金海, 丁一汇, 徐海明等主编. 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
- 20 Matsumoto J. Seasonal transition of summer rainy season over Indo- China and adjacent monsoon region. Adv Atmos Sci, 1997, 14: 231~ 245
- 21 Fong S, Wan A Y, eds. Climatological Atlas for Asian Summer Monsoon. Macau Meteorological and Geophysical Bureau and Macau Foundation. 2001. 318pp
- 22 Wang B, Lin H. Rainy season of the Asian- Pacific summer monsoon. J Climate, 2002, 15: 386~ 398
- 23 何金海, 徐海明, 周兵等. 关于南海夏季风建立的大尺度特征及其机制的讨论. 气候与环境研究, 2000, 5(4): 333~ 344
- 24 He Jinhai, Xu Haiming, Wang Lijuan, et al. Climatic features of SCS Summer monsoon onset and its possible mechanism. Acta Metro Sini, 2003, 17(Suppl): 19~ 34
- 25 Matsumoto J, Murakami T. Seasonal migration of monsoon between the Northern and Southern Hemisphere as revealed from equatorially symmetric and asymmetric OLR data. J Meteor Soc Jap, 2002, 80: 419~ 437
- 26 阎俊岳. 南海西南季风爆发的气候特征. 气象学报, 1997, 55(2): 174~ 186
- 27 Ding Y H, Liu Y J. Onset and the evolution of the summer monsoon over the South China Sea during SCSMEX field experiment in 1998. J Meteor Soc, Japan, 2001, 79: 255~ 276
- 28 Webster P J, Magana V O, Palmer T N, et al. Monsoon processes, predictability and the prospects for prediction. J Geophys Res, 1998, 103:

14451~ 14510

- 29 Wang B, Fan Z. Choice of South Asian summer monsoon. *J Climate*, 1999, 15: 386~ 398
- 30 Wu G X, Zhang Y S. Tibetan Plateau forcing and the timing of the monsoon onset over South Asia and the South China Sea. *Mon Wea Rev*, 1998, 126: 913~ 927
- 31 陈隆勋, 李薇, 赵平. 东亚地区夏季风爆发过程. *气候与环境研究*, 2000, 5(4): 345~ 355
- 32 Chan J C L, Wang Y G, Xu X L. Dynamic and thermodynamic characteristics associated with the onset of the 1998 South China Sea summer monsoon. *J Meteor Soc Japan*, 2000, 78: 367~ 380
- 33 Wu R G, Wang B. Multi- stage onset of the summer monsoon over the western North Pacific. *Climate Dyn*, 2001, 17: 277~ 289
- 34 Ninomiya K, Murakami T. The early summer rainy season (Baiu) over Japan. In: Chang C P, Krishnamurti T N, eds. *Monsoon Meteorology*. Oxford University Press, 1987. 93~ 121
- 35 Oh J H, Kwon W T, Ryoo S B. Review of researches on Changema and future observational study (KORMEX). *Adv Atmos Sci*, 1997, 14(2): 207~ 222
- 36 Tanaka M. The intraseasonal oscillation and onset and retreat dates of the summer monsoon over the east, southeast and western north Pacific region using GMS high cloud amount data. *J Meteor Soc Jap*, 1992, 20: 613~ 629
- 37 陈隆勋, 刘洪庆. 南海及邻近地区夏季风爆发特征及其机制的初步分析. *气象学报*, 1999, 57(1): 17~ 29
- 38 谢安, 毛江玉, 宋森云等. 海温及其变化对南海夏季风爆发的影响. 见: 陈隆勋, 丁一汇, 村上胜人等主编. *亚洲季风机制研究新进展*. 北京: 气象出版社, 1999. 205~ 218
- 39 陈永利, 白学志, 赵永年. 南海夏季风爆发与热带海温和大气环流异常变化关系的研究. *气候与环境研究*, 2000, 5(4): 388~ 399
- 40 Chen L X, Wang Y H. Numerical experiment of impact of sea surface temperature in South China Sea and warm pool of west Pacific on east-Asian summer monsoon. *Acta Meteor Sin*, 1998, 12(2): 162~ 176
- 41 刘洪庆, 陈隆勋. 海温异常对南海夏季风爆发影响的数值试验. 见: 陈隆勋, 丁一汇, 村上胜人等主编. *亚洲季风机制研究新进展*. 北京: 气象出版社, 1999. 268~ 280
- 42 陈隆勋, 祝从文. 1998 年 SCSMEX 期间南海夏季风爆发特征及其机制的初步分析. 见: 丁一汇, 李崇银主编. *南海季风爆发的演变及其与海洋的相互作用*. 北京: 气象出版社, 1998. 13~ 17
- 43 穆明权, 李崇银. 1998 年南海夏季风的爆发与大气季节内振荡的活动. *气候与环境研究*, 2000, 5(5): 375~ 386
- 44 Li C Y, Wu J B. On the onset of the South China Sea summer monsoon in 1998. *Adv Atmos Sci*, 2000, 17(2): 193~ 204
- 45 Chen L- X, Zhu C- W, Wang W, et al. Analysis of the characteristics of 30- 60 day low- frequency oscillation over Asia during 1998 SC-SMEX. *Adv Atmos Sci*, 2001, 18(4): 624~ 628
- 46 Li C, Yanai. The M onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land- sea thermal contrast. *J Climate*, 1994, 9: 358~ 375
- 47 Chang, C- P, Chen G T- J. Tropical circulation associated with southeast monsoon onset and westerly surge over the South China Sea. *Mon Wea Rev*, 1995, 123: 3254~ 3267
- 48 Liu, Y M, Chan J C L, Mao J Y, et al. The role of Bay of Bengal convection in the onset of 1998 South China Sea summer monsoon. *Mon Wea Rev*, 2002, 130: 2731~ 2744
- 49 Ding Y H, Li C Y, Liu Y J. Overview of the South China Sea monsoon experiment. *Adv Atmos Sci*, 2004, 21(3): 343~ 360
- 50 Johnson R H, Ciesielski P E. Characteristics of the 1998 summer monsoon onset over the northern South China Sea. *J Meteor Soc Jap*, 2002, 80: 561~ 578
- 51 朱乾根, 徐国强. 1998 年夏季中国南部低频降水特征与南海低频夏季风活动. *气象科学*, 2000, 20: 239~ 248
- 52 Li C Y, Wu J B. On the onset of the South China Sea summer monsoon in 1998. *Adv Atmos Sci*, 2000, 17: 193~ 202
- 53 穆明权, 李崇银. 1998 年南海夏季风的爆发与大气季节内振荡的活动. *气候与环境研究*, 2000, 5(4): 375~ 387
- 54 Li C Y, Long Z X, Zhang Q Y. Strong/weak summer monsoon activity over the South China Sea and atmospheric intraseasonal oscillation. *Adv Atmos Sci*, 2001, 18: 1088~ 1099
- 55 李崇银, 张利平. 南海夏季风活动及其影响. *大气科学*, 1999, 23(3): 257~ 266
- 56 LAU K M, Weng H. Recurrent teleconnection patterns linking summertime precipitation variability over East Asia and North America. *J Meteor Soc Japan*, 2002, 80: 1309~ 1324
- 57 闫俊岳, 姚华栋, 李江龙等. 1998 年南海季风爆发期间近海面层大气湍流结构和通量输送的观测研究. *气候与环境研究*, 2000, 5(4): 447~ 458
- 58 蒋国荣, 沙文钰, 闫俊岳. 南海季风爆发前后辐射特征分析. *热带气象学报*, 2002, 18(1): 29~ 37
- 59 Yan J Y, Yao H D, Li J L, et al. Air-sea heat exchange over the South china sea under different weather conditions before and after southwest monsoon onset in 2000. *Acta Ocean Sin*, 2003, 22(1): 369~ 383
- 60 Qu S H, F Hu, Li Y, et al. Some characteristics of air-sea exchange for the SCS summer monsoon during the SCSMEX in 1998. *Climatic and*

- Environ Res, 2000, 5: 434~ 445
- 61 赵宗慈, 丁一汇, 李晓东等. 海气耦合模式在东亚地区的可靠性评估. 应用气象学报, 6(增刊): 9~ 18
- 62 Liu Y M, Ding Y H. Simulation of activity of the Asian summer monsoon and heavy rainfalls in China in 1998 with region climate model. Acta Meteor Sinica, 2003, 17 (Suppl): 273~ 288
- 63 Giorgi F, Marinucci M R, Bates G T. Development of a second-generation regional climate model(RegCM2), Part I: Boundary-layer and radiative processes. Mon Wea Rev, 1993, 121: 2794~ 2813
- 64 Giorgi F M, Marinucci R, Bates B T, et al. Development of a second-generation regional climate model(RegCM2), Part II: Convective processes and assimilation of lateral Boundary condition. Mon Wea Rev, 1993, 121: 2814~ 2832
- 65 钱永甫, 颜宏, 王谦谦等. 行星大气中地形效应的数值研究. 北京: 科学出版社, 1998.287pp
- 66 Qian Y F, Zhang Y Q, Zhang Y, et al. Response of China's summer monsoon climate to snow anomaly over the Tibetan Plateau. J Clamt, 2003, 23: 593~ 613
- 67 任雪娟, 钱永甫. 海气耦合区域模式的研究及其对 1998 年夏季风的模拟. 气象学报, 2001, 59(4): 385~ 396

SOUTH CHINA SEA MONSOON EXPERIMENT(SCSMEX) AND THE EAST-ASIAN MONSOON

Ding Yihui

(*National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081*)

Li Chongyin

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

He Jinhai

(*Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044*)

Chen Longxun

(*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*)

Gan Zijun

(*South China Sea Institute of Oceanography, CAS, Guangzhou 510301*)

Qian Yongfu

(*Department of Atmosphere Sciences, Nanjing University, Nanjing 100093*)

Yan Junyue

(*National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081*)

Wang Dongxiao Shi Ping Fang Wendong

(*South China Sea Institute of Oceanography, CAS, Guangzhou 510301*)

Xu Jianping

(*The 2nd Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Hangzhou 310012*)

Li Li

(*The 3rd Institute of Oceanography, SOA, Xiamen 361005*)

Abstract

The SCSMEX is a joint atmospheric and oceanic experiment by international efforts, aim at studying the onset, maintenance and variability of the South China Sea (SCS) summer monsoon, thus to improve the monsoon prediction in Southeast and East-Asian regions. The field experiment carried out in May—August, 1998 was fully successful, with a large amount of meteorological and oceanographic data acquired that have been used in four dimensional data assimilations by several countries, in order to improve their numerical simulations and prediction. These datasets also are widely used in the follow-up SCS and East-Asian monsoon study. The present paper has summarized the main research results obtained by Chinese meteorologists which cover six aspects: (1) Onset processes and mechanism of the SCS summer monsoon; (2) development of convection and meso-scale convective systems (MCSs) during the onset phase and their interaction with large-scale circulation; (3) low-frequency oscillation and teleconnection effect; (4) measurements of surface fluxes over the SCS and their relationship with the monsoon activity; (5) oceanic thermodynamic structures, circulation and meso-scale eddies in the SCS during the summer monsoon and their relationship with ENSO events; (6) numerical simulations of the SCS and East-Asian monsoon.

Key words: East-Asian monsoon, South China Sea monsoon experiment (SCSMEX), Monsoon onset, Low-frequency oscillation.