

海表温度和地表温度与中国东部 夏季异常降水^{*}

李跃凤 丁一汇 P426 A

(国家气候中心, 北京 100081)

摘 要 主要研究太平洋与印度洋海表温度和地表温度场与中国东部夏季降水的相关关系, 以及异常大降水产生的下垫面条件。研究结果表明: (1) 夏季黑潮区海温与同期长江流域的降水存在明显正相关, 北方地区夏季降水与靠近非洲东岸的印度洋海域存在明显负相关。(2) 夏季海温异常与同期中国降水异常场之间的相关分析 (SVD1) 表明, 20 世纪 70 年代后期当海温山 La Niña 多发期向 El Niño 多发期转变后, 长江流域向异常多雨转变, 而其北方和南方地区则向异常少雨方向发展。(3) 中国东部区域降水与海面温度的明显相关区有: (a) 春, 夏季热带非洲和夏季亚洲大陆部分地区地表温度与当年长江流域夏季降水存在显著正相关; (b) 春季 4、5 月份部分亚洲大陆地表温度与当年华北地区夏季降水有明显负相关。(4) 通过对比分析发现: 长江 (1954、1998 和 1999 年) 或江淮 (1991 年) 流域几次特大异常降水的下垫面条件是黑潮区为海温正距平, 同期欧亚大陆主要为正地表温度距平场。

关键词: 海表温度; 地表温度; 异常降水; 相关分析

1 引言

许多人研究了赤道东太平洋海温异常对亚洲季风及中国东部降水的影响问题, 但所得到的结果并不完全一致。Weng 等^[1]为了研究海温与降水长期的关系, 对 1955~1997 年海表温度和中国夏季降水及地表风场 (1978~1993, Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set), 分为 20 世纪 70 年代后期之前与之后两个阶段的平均异常进行研究发现, 长江流域的多雨不仅由于西太平洋的湿空气, 而且也由于携带水汽的西南季风的增强所致。当赤道东太平洋处于暖水期时, 西南季风较强。这一结果与在年际时间尺度基础上进行研究所得到的结论不同。如 Yang 和 Lau^[2]运用 GLA GCM 模式和 1979~1988 年的资料, 研究海温异常对亚洲季风的影响时发现, 季风环流对异常海温的响应似乎是非线性的, 在暖事件期间, 季风强度大幅度减弱。

刘永强和丁一汇^[3]指出, ENSO 导致的长江流域中下游降水异常在汛期并不显著, 而在当年春、秋季和次年春季却较为显著。陈烈庭和吴仁广^[4]的研究结果表明, 在西北太平洋和热带太平洋各种海温距平场的共同影响下, 西太平洋副高南北振荡和东西振荡的变异是导致我国东部出现不同雨带分布类型的一个重要因素。Simmonds^[5]等发现,

2000-09-04 收到, 2001-02-28 收到再改稿

^{*} 国家重点基础研究发展规划项目“国家重大气候和天气灾害形成机理和预测理论的研究”G1998040900资助

东亚夏季风降水与赤道西太平洋暖池海表温度状况有关。还有许多研究表明:中国气候年际变化存在较强的 El Niño 信号,然而关于 ENSO 对中国夏季降水影响的物理机理不很清楚。这种影响的过程可能是比较复杂的,中国大陆夏季降水除受热带季风影响外,还受到副热带季风以及中高纬度环流系统的影响。

Li 和 Yanai^[6]证明了亚洲夏季风的变化与欧亚大陆和太平洋及印度洋加热场的变化有关。Matsugama 和 Masuda^[7]认为印度夏季风主要受到耦合的大气和海洋系统的异常环流影响,而陆面过程在某种程度上对这种异常环流有贡献。长江中、下游梅雨期降水的年际变化,受到亚欧大陆大气环流和南亚季风环流的年际变化、菲律宾以东热带下垫面的热力强迫以及冬季亚欧大陆积雪面积大小的影响^[8]。由于亚洲夏季风是对亚洲大陆和邻近海域之间的热力差异的响应,因此,季风系统的年际变化很可能是由于边界条件的变化^[9]。当然也存在大气内部年际变化对季风活动的影响。

本文使用 NCEP/NCAR 1951~1999 年月平均海表温度和地表温度资料,以及 1951~1999 年中国 160 个站的降水观测资料。运用相关分析和奇异值分解(SVD)方法,结合中国东部夏季特别异常旱涝的年份,分析夏季海表温度(SST)、地表温度异常场的分布及其对中国东部异常大降水的可能贡献。特别注重热带西太平洋和热带印度洋海温异常及陆面温度异常对中国东部区域性降水的影响。通过研究,希望能够找出中国东部区域性特大异常降水与下垫面强迫条件之间的关系。

2 海表温度与中国东部夏季降水的相关分析

2.1 长江流域、长江以南和北方地区夏季降水与全球海表温度的相关分析

以下的讨论只涉及通过显著性检验的相关区(信度超过 0.05)。初春 3 月(图 1a),南热带印度洋和赤道东太平洋部分海域与长江流域夏季降水存在明显正相关。长江以南地区的夏季降水与全球海温没有大范围明显的相关区(图略,同 Weng 等^[1]的结果)。北方地区的夏季降水与初春赤道东南太平洋部分海域的海表温度存在负相关(图略),与 40~50°N 日界线到日本列岛之间海表温度有较大正相关。春末 5 月(图略),亚洲大陆东南沿岸(30°N 以南,包括赤道印度洋)海表温度与长江流域夏季降水存在明显正相关。

由图 1b 可见,长江流域夏季降水与同期黑潮区(125~145°E, 6~30°N)海表温度相关最明显,最大相关系数区达到 0.5。Lau 和 Li^[10]与李崇银^[11]提出,副热带西太平洋暖海表温度异常(SSTA)中心可能在决定西北太平洋副热带高压的强度和位置方面是一个重要的因素,而副高对中国夏季降水的变化又具有重要作用,由此对夏季长江流域降水与该海域存在较大相关的结果给出了天气气候学方面的解释。长江以南地区夏季降水与同期海表温度相关关系与春季基本相同(图略),即没有明显较大相关区。而北方夏季降水与同期较多海域的海温有关(图 1c)。除赤道东南太平洋外,靠近南、北非洲东岸的印度洋海温与北方地区的降水呈现出更为显著的负相关,而北太平洋中高纬度(35~50°N)日界线附近海温越高,北方地区出现异常大降水的可能性也越大。

2.2 海表温度与中国降水的奇异值分解

为了更清楚地了解造成中国区域异常降水的可能原因,用 SVD 方法进一步研究中

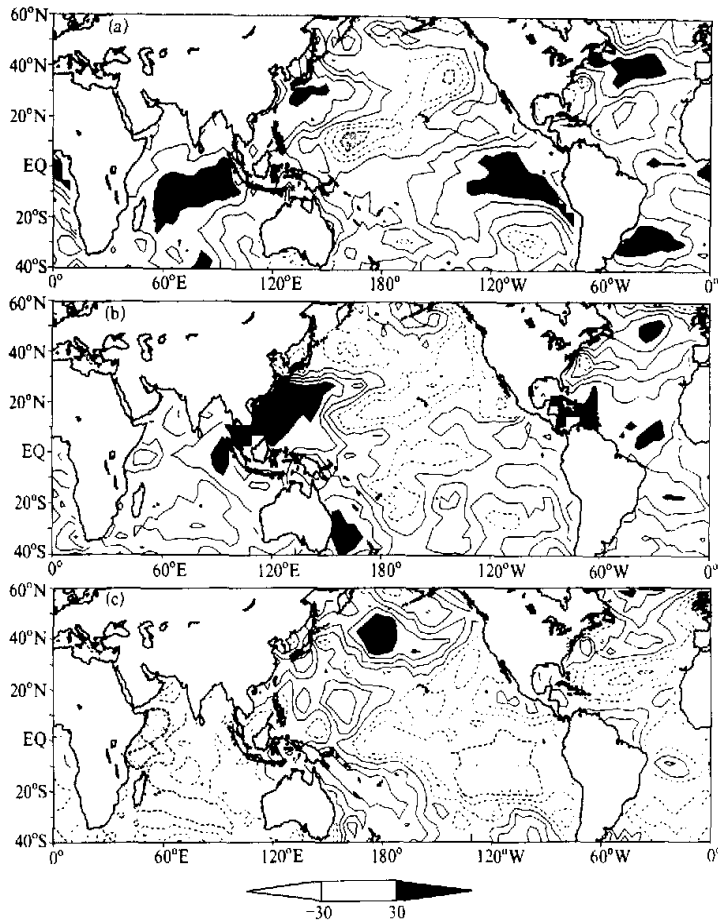


图 1 1951~1999 年夏季中国区域降水与全球 SST 的相关分析

(a) 长江流域夏季降水, 3 月 SST (105~125°E, 27~32°N); (b) 长江流域夏季降水, 6~8 月 SST (105~125°E, 27~32°N); (c) 北方地区夏季降水, 6~8 月 SST (105~125°E, 32~42°N)
相关系数 $\times 100$, 等直线间隔为 10

国夏季降水变化与同期海温变化之间的关系。海表温度和中国 160 站夏季降水均取自 1951~1999 年 (6~8 月) 的资料, 这里仅分析前 3 个主要模态。

第一个主要模态 SVD1 (图 2) 占总体协方差的 26%。其海温异常空间型, 在东太平洋类似于 El Niño 型的分布形势。印度洋和大西洋也是正海温异常区, 而西北、西南太平洋为负海温距平区。与之对应的降水异常模态的特征是, 长江流域附近、东南沿海地区、东北地区 and 西北部分地区为异常多雨区, 而华北和华南部分地区是异常少雨区。结合时间系数的演变可见, 两者都在 20 世纪 70 年代后期出现明显整体异常状态的变化。即从 70 年代后期开始, 降水异常更多地对应 El Niño 事件, 而在此时间之前, 则主要反映出 La Niña 事件对中国降水的影响。在海温变暖的气候背景条件下, SVD1 降

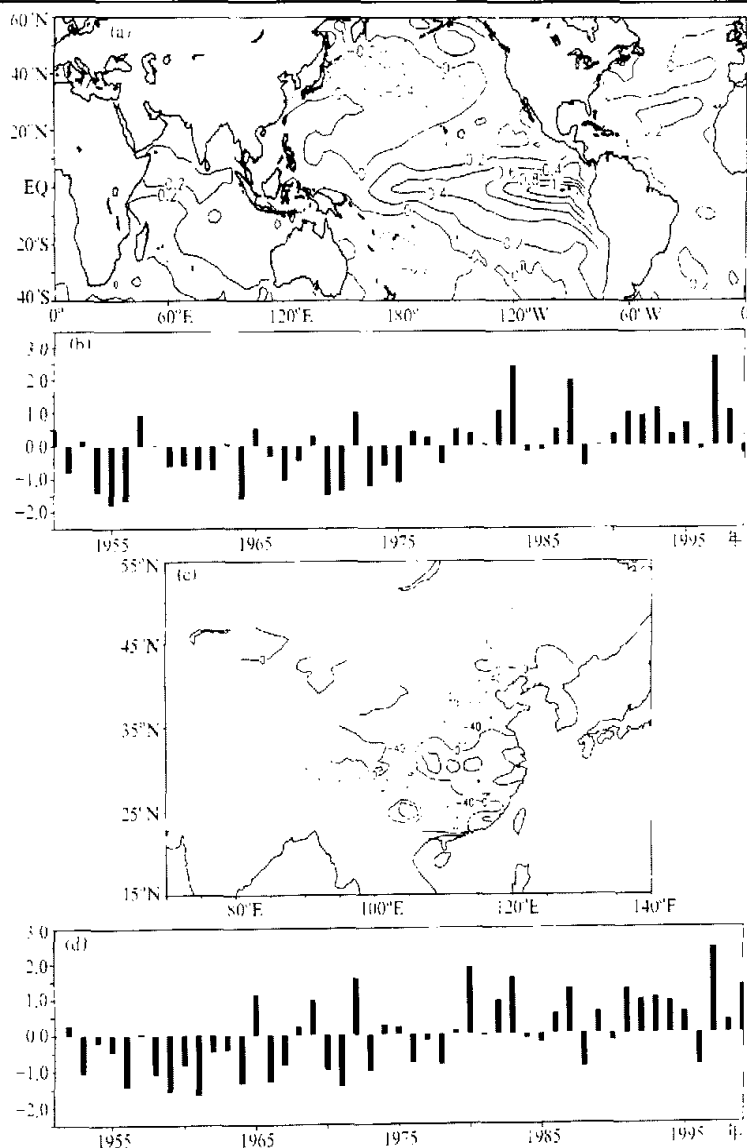


图2 夏季海表温度与同期中国降水的SVD1 (26%, 1951~1999年, NCEP)

(a) SSTA的空间分布(单位: $^{\circ}\text{C}$); (b) SSTA的时间系数;

(c) 中国夏季异常降水的空间分布(单位: mm); (d) 中国夏季异常降水的时间系数

水模态主要反应出长江流域和华北地区降水的相反变化趋势, 即由 La Niña 事件多发年代向 El Niño 事件多发年代演变后, 华北和华南部分地区由异常多雨向异常少雨转化, 而长江流域则从异常少雨向异常多雨演变。该对奇向量的相关系数为 0.74。

SVD2 (图 3) 能够代表该两个异常场总体协方差的 19%。且与 Weng 等^[1]用 SVD 方法得到的 SVD3 相类似, 即当把 1951~1954、1998 和 1999 年海温及降水异常情况加上后, 原来占总体协方差 11.4% 的第三个主要模态上升为占总体协方差 19% 的第二个主要模态。这个模态分布的主要特点是在赤道东太平洋为冷水区而在西太平洋海温为

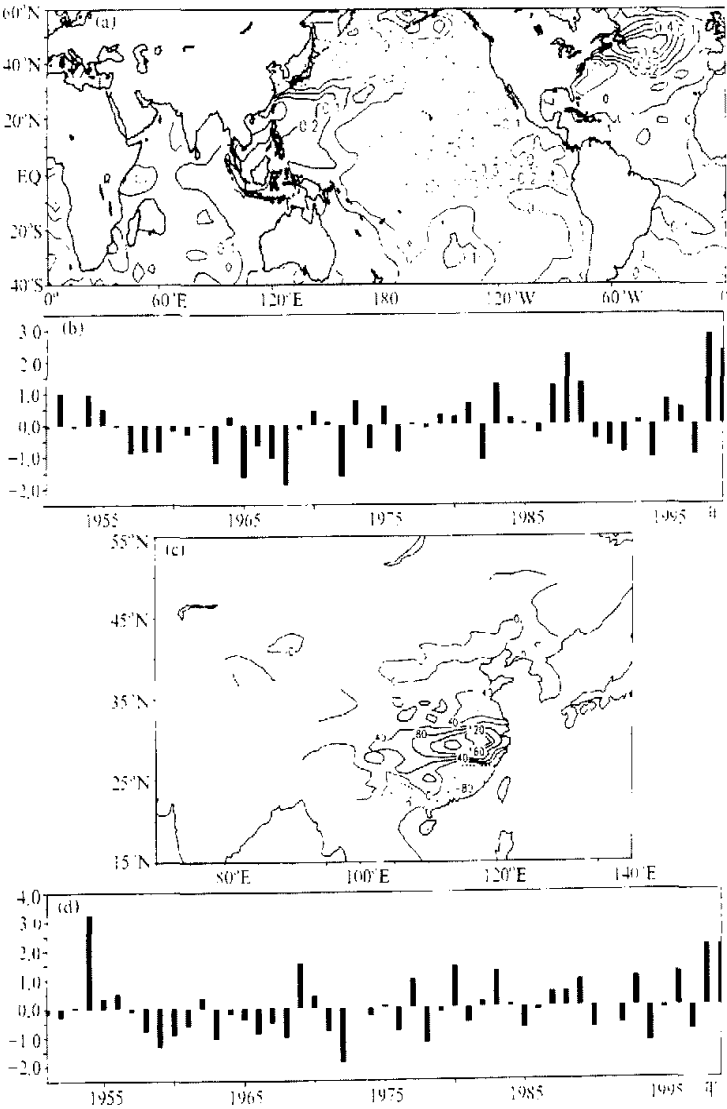


图3 夏季海表温度与同期中国降水的SVD2 (19%, 1951~1999年, NCEP)
(a) SSTA的空间分布(单位: $^{\circ}\text{C}$); (b) SSTA的时间系数;
(c) 中国夏季异常降水的空间分布(单位: mm); (d) 中国夏季异常降水的时间系数

暖水区, 表现出类似于纬向偶极子型的分布; 同样, 在热带西太平洋到日本列岛也存在一呈现西南-东北走向的偶极子型海温异常分布(太平洋日本型^[1,12])。暖中心在黑潮区, 从前面的相关分析知道, 该海域海温与长江流域的降水有很好的正相关, 而其东北面有一冷中心。SVD2的降水模态, 在长江流域反映出最大的降水异常, 而淮河流域下游、中国东南方和南方则存在负距平区。该模态海温异常与降水异常的相关系数为

0.68。SVD2 海温和降水异常时间系数均在 20 世纪 50 年代中期到 70 年代后期, 主要表现为负异常, 80 年代正异常占优势; 90 年代中前期以负异常为主, 但后期两者都演变为很强的正异常。

SVD3 (图 4) 可以解释异常海温和异常降水 12% 的总体协方差。SVD3 海温异常空间分布在东北太平洋呈现波列结构, 该波列在赤道和温带是相对冷水区, 在副热带靠

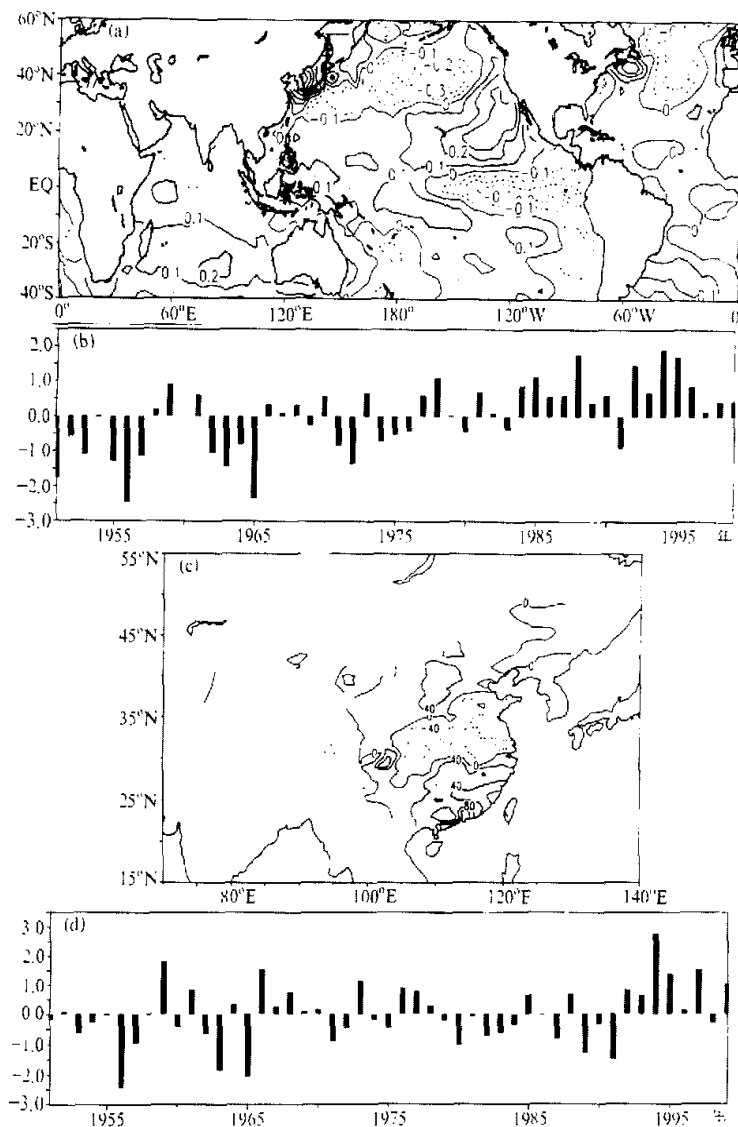


图 4 夏季海表温度与同期中国降水的 SVD3 (12%, 1951~1999 年, NCEP)

(a) SSTA 的空间分布 (单位: $^{\circ}\text{C}$); (b) SSTA 的时间系数;

(c) 中国夏季异常降水的空间分布 (单位: mm); (d) 中国夏季异常降水的时间系数

近北美西南沿岸是暖水区。这一波列也许表现出北太平洋东部热带与温带之间通过海洋环流进行的海洋热量交换^[1]。降水异常的空间分布表明, 当海温异常在东北太平洋出现波列分布时, 黄河与长江流域之间可能出现旱的现象, 而华北和华南地区主要出现异常多雨的形势。海温异常在 20 世纪 70 年代中期有明显的异常转变, 即由负异常为主转变为正异常占绝对优势; 而降水到了 90 年代初期才明显由负异常向正异常转化。该左右奇向量相关系数为 0.71。

与全球海温变暖相联系的中国夏季降水, 在 3 个模态具有相同符号的位置处, 降水异常就会得到增强; 而在不同符号的地方, 由海温变化所反应出的降水异常就依赖于 3 个降水模态空间和时间系数的相对大小。这一分析也在某种程度上解释了在不同的 El Niño 年, 为什么中国夏季降水异常的分布不同。

3 长江流域、长江以南和北方地区夏季降水与地表温度相关分析

地表温度作为下垫面强迫是导致气候异常的另一重要因子, 近年来, 随着陆面过程研究的不断发展, 这个因子的作用日益受到重视。本节对此作一初步的分析。

初春 3 月, (图略) 除赤道非洲附近地区与同年夏季长江流域降水有比较明显的正相关外, 其他地区与长江流域、长江以南和北方地区降水的相关均不明显。春末 5 月(图略), 非洲的热带地区继续与长江流域的夏季降水存在正相关关系, 欧亚大陆也开始出现小面积的正相关区。

长江流域夏季降水与同期非洲大陆大部分地区、阿拉伯半岛和亚洲大陆部分地区存在较为明显的正相关(图 5a)。这些地区夏季地表温度越高, 同期长江流域出现涝灾的可能性越大。长江以南地区的夏季降水与从春到夏(图 5b)的陆面温度均未表现出大范围明显的相关。而从 4 月(图 5c)开始到 5 月(图略), 欧亚大陆与北方地区的夏季降水均存在较大范围的负相关区, 但北方降水与同期大陆地表温度, 却没有出现大面积的相关区(图略)。

4 下垫面条件对降水可能影响的个例分析

4.1 1997、1998 和 1999 年春、夏季下垫面温度异常与中国东部降水

1997、1998 和 1999 年的中国夏季降水皆出现了十分异常的分布, 这 3 年是 El Niño / La Niña 事件的影响时期。1997 年 5 月到 1998 年 5 月发生了近 50 年最明显的 El Niño 事件, 但从 1998 年 6 月开始又迅速地向 La Niña 事件转换, 1999 年完全在 La Niña 事件影响之下。因此, 根据前面得到的统计关系, 分析这 3 年的夏季降水异常是十分有意义的。

前面的分析已经发现, 从当年 3 月到夏季, 太平洋与印度洋海域的海温与中国的区域降水存在着不同程度的后延与同期相关关系, 但以同期相关最大。如长江流域夏季降水与同期黑潮区海温, 北方地区夏季降水与同期部分印度洋、赤道东南太平洋和北太平洋(35~50°N)日界线附近海温相关最大。因而, 在探讨海温异常对 1997、1998 和 1999 年中国东部夏季异常降水(图 6)的可能影响时, 主要讨论异常降水与当年夏季海

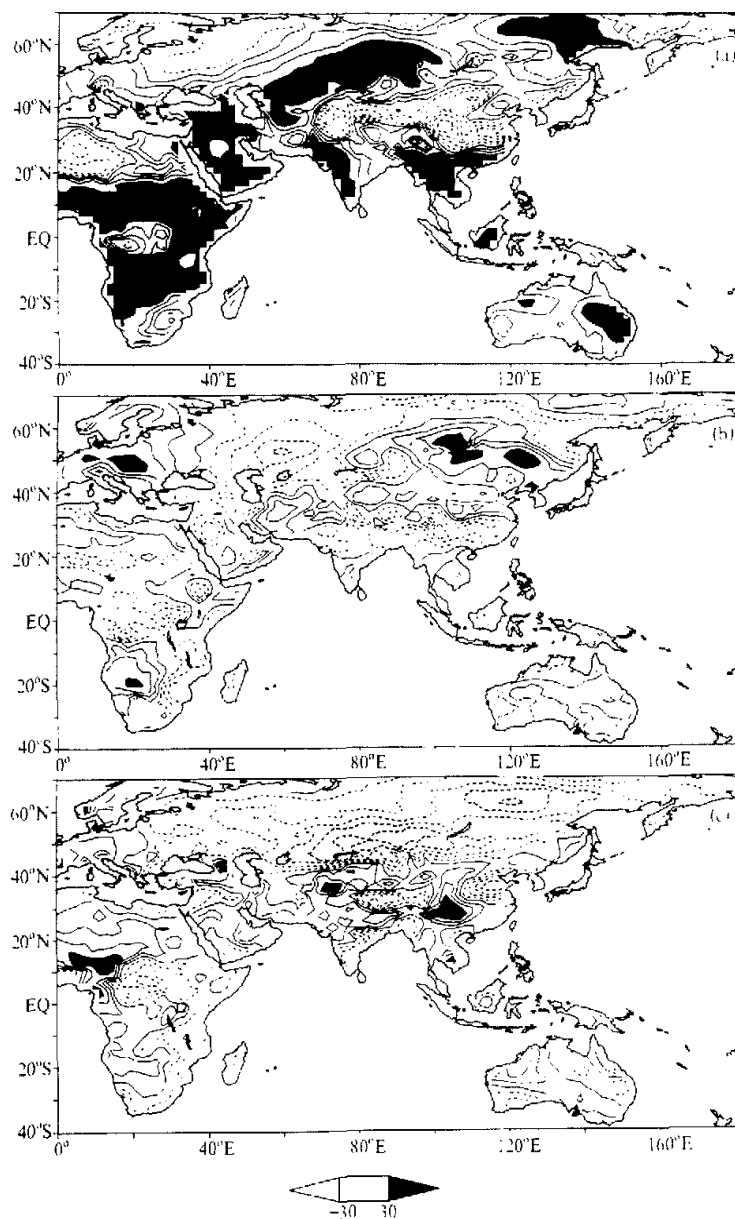


图5 1960~1999年夏季中国区域降水与全球平均地表温度的相关分析
 (a) 长江流域夏季(6~8月)降水与同期地表温度(105~125°E, 27~32°N); (b) 长江以南地区
 夏季(6~8月)降水与同期地表温度(105~125°E, 20~27°N); (c) 北方地区夏季(6~8月)
 降水与4月地表温度(105~125°E, 32~42°N)
 相关系数×100, 等直线间隔为10

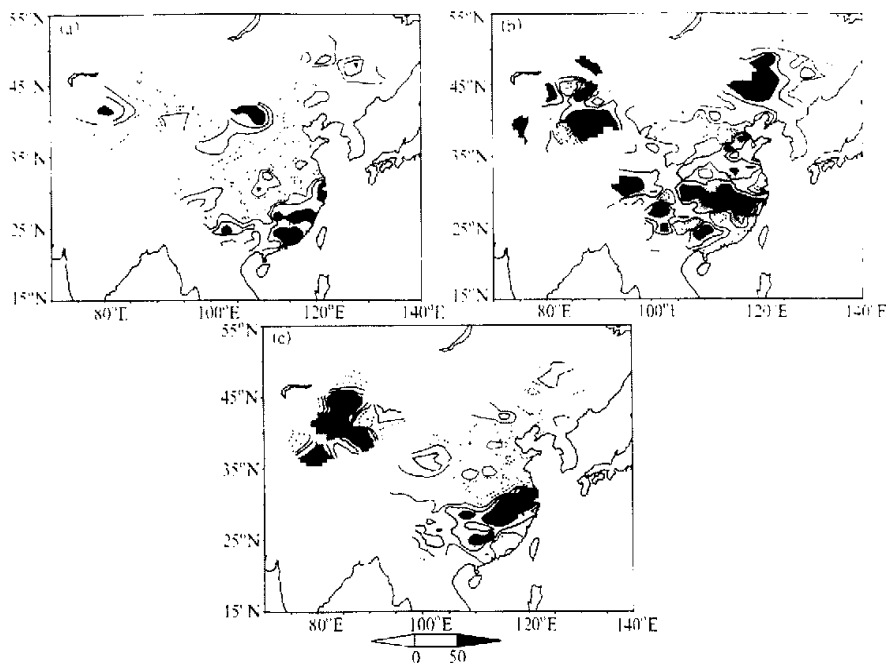


图6 中国夏季降水异常百分率分布(等直线间隔为25)
(a) 1997年6~8月; (b) 1998年6~8月; (c) 1999年6~8月

温异常条件的关系。

由1997年夏季异常海温分布可清楚地看出(图7a),赤道东太平洋海表已呈现很高的El Niño型海温分布。绝大部分印度洋海域为正距平,且大于 $+0.5^{\circ}\text{C}$,但是远远小于1998年夏季印度洋大于 $+0.5^{\circ}\text{C}$ 的海表面积。而且,黑潮区附近海表出现了较大范围的负距平海温区。对比前面海温与中国降水点相关分析可知,1997年夏季长江流域少梅和空梅可能的下垫面原因是:与长江流域夏季降水存在显著正相关的黑潮区部分负距平海温。而1997年华北地区夏季异常干旱,可能与同期 $30^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$ 日界线附近海温负距平、沿非洲东岸印度洋海域和赤道东南太平洋的海温正距平有关。

1998年夏季(图7b),赤道东太平洋El Niño型分布面积已明显减小,强度也已减弱;欧亚大陆东南沿岸由较大正距平海温包围,且黑潮区附近海温距平已超过 $+1^{\circ}\text{C}$ 。吴国雄等^[13,14]指出,与热带SSTA相联系的低空环流异常和降水异常均发生在SSTA邻域。因此,降水异常是对海温异常的邻域响应。由此可知,就下垫面的条件而言,1998年夏季中国东部大面积的异常降水,也许主要是黑潮区长久维持较大正海温距平的结果,而不是受El Niño事件的影响。

1999年夏季(图7c),在赤道中东太平洋已出现弱的La Niña型海温分布;欧亚大陆东南沿岸也由正距平海温所包围,印度洋海温主要为正距平。对比1997年和1999年夏季中国临近海域海温异常分布可知,1999年夏季中国东南、东和东北海表均为正距

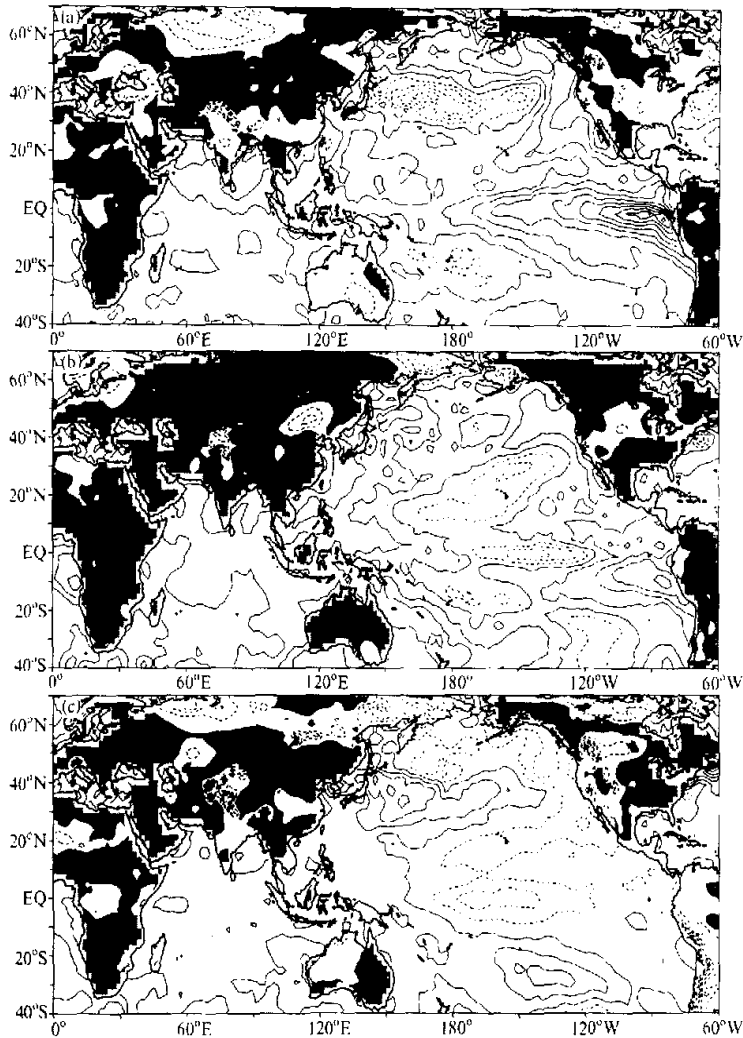


图7 6~8月平均地表温度异常与海表温度异常的分布(单位: $^{\circ}\text{C}$)

(a) 1997年; (b) 1998年; (c) 1999年

海温异常等直线间隔为0.5, 地表温度异常等直线间隔为1

虚线为负异常, 实线为正异常, 阴影为陆面温度正异常区

平海表温度所覆盖, 而1997年夏季这些海域大部分是由负异常海温覆盖, 这也许是1999比1997年夏季异常降水大的下垫面原因之一。1999年夏季华北地区异常干旱可能与同期 $40^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$ 日界线附近海温负距平和印度洋非洲东岸海域的正距平有关。

从夏季的海陆温度异常对比(图7)还可看出, 1998年海陆温度对比最明显, 且海温异常值也是3年中最大的, 欧亚大陆大面积正温度异常又大于海表温度的正异常。海

洋较大的正温度异常可通过加大海表水汽通量给降水提供丰富的水汽, 这都有利于产生异常大的降水。1997 和 1999 年夏季欧亚大陆表面温度异常大小和分布差异不明显, 但海温异常分布却存在明显不同。1997 年夏季部分黑潮区为负距平海温, 且西南, 西赤道太平洋和中纬度西北太平洋以负距平海表温度为主, 而 1999 年夏季在这些海域海温则主要为正距平。由于黑潮区海温与长江流域夏季降水有比较好的正相关, 因此, 该海域海温异常的不同, 可能是造成 1999 与 1997 年夏季异常降水不同的下垫面原因。

4.2 1954、1978 和 1991 年异常降水的下垫面温度条件

为了探讨自 1951 年以来中国东部几次典型特别大异常降水对应的共同下垫面特征, 下面进一步分析对比造成 1954、1978 和 1991 年中国东部夏季降水的下垫面条件。

1954 年夏季中国出现了大范围的异常大降水 (图 8a), 这与 1998 年的情况类似。对比 1954 (图 9a) 和 1998 年夏季海表和陆面温度异常分布, 这两年绝大部分欧亚大陆均为正距平陆面温度所覆盖, 黑潮区附近在夏季一直维持正距平海温, 由此可见, 1954 年下垫面温度的异常分布有利于长江流域的特别大异常降水。又由于 1954 年夏季印度洋主要为异常冷水域, 黑潮区虽为正异常海温区, 但欧亚大陆比黑潮区的温度正异常幅度大, 对应该年夏季中国东部表面盛行异常南风 (图略)。这有助于把黑潮区附近异常多的水汽带入中国大部分地区, 因而有利于在长江流域等地形成异常大的降水。

1978 年夏季中国出现了全国性异常少雨的气候条件 (图 8b), 这与 1954 和 1998

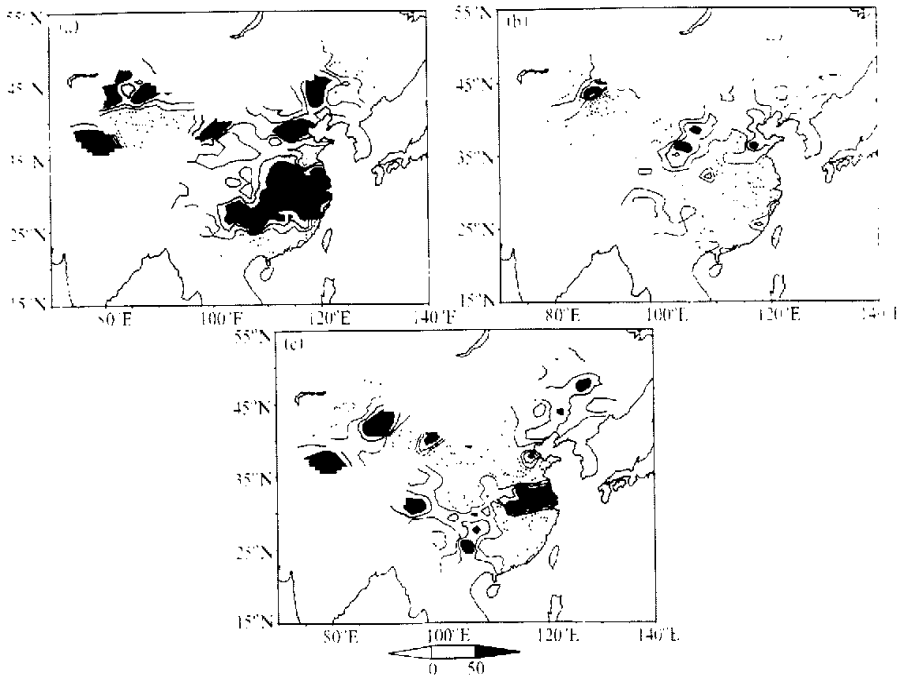


图8 中国夏季降水异常百分率分布 (等直线间隔为 25)

(a) 1954 年 6~8 月; (b) 1978 年 6~8 月; (c) 1991 年 6~8 月

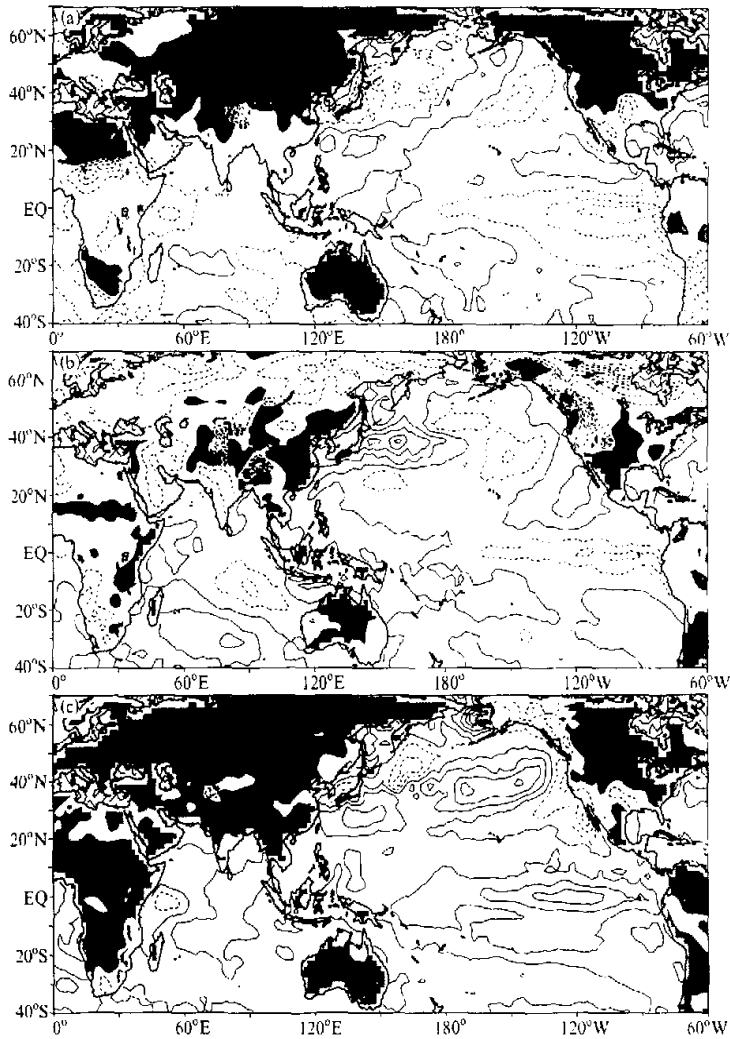


图9 6~8月平均地表温度异常与海表温度异常的分布(单位: $^{\circ}\text{C}$)

(a) 1954年; (b) 1978年; (c) 1991年

海温异常等直线间隔为0.5, 地表温度异常等直线间隔为1

虚线为负异常, 实线为正异常, 阴影为陆面温度正异常区

年的情况相反。从1978年夏季海陆异常温度分布图9b可见, 这一年和1954年下边界主要温度异常差别在欧亚大陆上。1978年夏季, 欧亚大陆以负距平为主, 且负距平绝对值大于印度洋海温的负距平绝对值, 因而海陆温度对比将减弱夏季风的强度。其结果该年中国东部夏季表面盛行异常北风(图略), 使来自印度洋的水汽输送异常偏少, 由于水汽供应不足, 不利于产生较大降水。

1991 年夏季江淮流域出现了特大异常降水(图 8c), 最大异常降水比常年多了一倍以上。图 9c 给出 1991 年夏季海表和地表温度异常分布, 从图可以清楚地看出, 欧亚大陆正温度距平占绝对优势; 黑潮区也为正温度距平; 绝大部分印度洋从春到夏一直维持正海温距平(春季图略), 这些均有助于异常大降水的形成。由于 1991 年海表温度异常和陆面温度异常值相近, 即欧亚大陆正温度距平没有明显大范围高于印度洋和西太平洋的正温度距平值, 西南季风和东南季风不易异常增强, 结果该年夏季雨带北推不明显, 且主要活跃在中国江淮与南方地区, 这是造成这些地区异常降水的主要条件之一。

5 结论与讨论

运用相关分析与奇异值分解对 1951~1999 年春、夏季海表和陆面温度与当年夏季中国区域降水关系的研究表明:

初春南热带印度洋, 赤道东太平洋, 及春末和夏季黑潮区海温与长江流域夏季降水有显著正相关, 特别是黑潮区海温更可能影响长江流域的降水。北方地区夏季降水不仅与同期赤道东南太平洋存在负相关, 更与靠近非洲东岸的印度洋有负相关关系, 与 $35^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$ 日界线附近海温有正相关。

SVD1 表明在 20 世纪 70 年代后期降水和海温异常均表现出明显的突变现象(同 Weng 等^[1]的结论), 即 70 年代后期开始, 赤道东太平洋多发生异常暖水现象, 主要对应长江流域异常多雨, 而华北和长江以南部分地区则以异常少雨为主。SVD2 反映出赤道中东太平洋处于冷水期时, 可能在长江流域表现出最大的降水异常。SVD3 显示出当夏季海温异常在东北太平洋呈现出波列结构, 并在赤道东太平洋为负海温距平时, 同期长江和黄河流域之间主要出现干旱现象, 而华北部分地区和华南地区则主要出现异常多雨的形势。

春、夏季热带非洲大陆和夏季亚洲大陆部分地区的地表温度与长江流域夏季降水存在明显正相关。而春季 4、5 月份部分亚洲大陆的地表温度与北方地区夏季降水有着较显著的负相关关系。

对于夏季长江(1954、1998 和 1999 年)或江淮流域(1991 年)特大异常降水年份存在明显共同的下垫面特征: 夏季黑潮区为正海温距平区, 大部分欧亚大陆为正异常温度场。

自 1951 年以来, 长江流域($105^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$, $27^{\circ}\sim 32^{\circ}\text{N}$)夏季降水正距平大于 100 mm 的共 8 个年份(1954、1969、1980、1983、1993、1996、1998 和 1999 年), 除 1983 年夏季黑潮区平均海温正距平不明显外, 对应其他年份夏季平均黑潮区海温均为较显著的正距平, 正距平大于 0.1°C 。因为海洋的热容量很大, 且我们用的是整个夏季面积平均异常海温, 这一距平值可能就会造成海洋给大气提供异常多的水汽。长江流域夏季异常降水接近或大于 50 mm 小于 100 mm 的也有 8 个年份(1955、1962、1977、1982、1987、1989、1991 和 1995 年), 其中有两年(1955 和 1982 年)夏季黑潮区海温为负距平; 1 年(1977 年)正距平值不明显, 其余 5 年均为较明显正距平。换句话说, 自 1951 年以来, 共有 17 年黑潮区海温夏季面积平均温度大于 0.1°C , 其中 7 年长江流域的降水超过 100 mm, 5 年超过 50 mm(其中的 1991 年在江淮流域发生了异常大的

降水); 还有一年(1994)在华南地区发生了1951年以来的最大异常降水。

对于特别典型、特别异常大的夏季降水(过程降水大于400 mm), 可能会对对应非常异常的下垫面条件, 当然也有可能对应其他很异常的环境条件, 如大气环流条件。每一次夏季特大异常降水可能是几个异常条件共同作用的结果, 也有可能是为数相对较少非常异常的环境条件所致, 下垫面只能是其中之一的条件。因而, 只从单一的条件出发, 是难以作出较准确的短期气候预报的。只有通过不断的研究, 综合多种因子的影响结果, 才可能做出比较有价值的夏季预报。

参 考 文 献

- 1 Weng Hengyi, K.-M. Lau and Xue Yongkang, Multi-scale summer rainfall variability over China and its long-term link to global sea surface temperature variability, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1999, 77(4), 845~857.
- 2 Yang Song and K.-M. Lau, Influences of sea surface temperature and ground wetness on Asian summer monsoon, *J. Climate*, 1998, 11, 3230~3246.
- 3 刘永强、丁一汇, ENSO事件对我国季节降水和温度的影响, *大气科学*, 1995, 19(2), 200~208.
- 4 陈烈庭、吴仁广, 太平洋各区海温异常对中国东部夏季雨带类型的共同影响, *大气科学*, 1998, 22(5), 718~726.
- 5 Simmonds, I., Bi Daohua and Yan Banglung, Relationships between summer rainfall over China and ocean temperatures in the tropical western Pacific, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1996, 74(2), 273~279.
- 6 Li Chengfeng and M. Yanai, The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast, *J. Climate*, 1996, 9, 358~375.
- 7 Matsuyama, H. and K. Masuda, Seasonal / interannual variations of soil moisture in the former USSR and its relationship to Indian summer monsoon rainfall, *J. Climate*, 1998, 11, 652~658.
- 8 陶诗言、朱文妹、赵卫, 论梅雨的年际变异, 东亚季风和中国暴雨, 中国科学院大气物理研究所编, 北京, 气象出版社, 1998.
- 9 Kawamura, R., A possible mechanism of the Asian summer monsoon-ENSO coupling, *J. Meteor. Soc. Japan* 1998, 76(6), 1009~1027.
- 10 Lau, K.-M. and M.-T. Li, The monsoon of East Asia and its global associations-A survey, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1984, 65, 114~125.
- 11 Li Chongyin, The quasi-decadal oscillation of air-sea system in the northwestern Pacific region, *Adv. Atmos. Sci.*, 1998, 15, 31~40.
- 12 Nitta, T., Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1987, 65, 373~390.
- 13 吴国雄、刘还珠, 降水对热带海表温度异常的领域响应 I. 数值模拟, *大气科学*, 1995, 19(4), 422~433.
- 14 吴国雄、孙凤英、王敬方、王晓春, 海表温度异常的领域响应 II. 资料分析, *大气科学*, 1995, 19(6), 663~675.

Sea Surface Temperature, Land Surface Temperature and the Summer Rainfall Anomalies over Eastern China

Li Yuefeng and Ding Yihui

(National Climate Center, Beijing 100081)

Abstract The correlations between the sea surface temperature (SST) of the Pacific and Indian Oceans and the global land surface temperature (LST) and the summer rainfall over the eastern China

respectively are studied in this paper. Results show: (1) The positive correlation between the SST of Kuroshio area and the summer rainfall over the Yangtze River valley is apparent. There are obvious negative correlation between the summer rainfall over North China and the SST of Indian Ocean near East Africa coast. (2) The relationship between the variances of the summer rainfall over China and the global SST is also investigated by the singular value decomposition (SVD) analysis. There is an apparent trend with a regime shift (SVD1) of overall anomalies in the late 1970s in both SST and rainfall variations. It is evolved from negative to positive rainfall anomalies over the Yangtze River valley, and opposite to its north and south, when SST was developed from dominated by La Niña events to dominated by El Niño events. (3) There are the obvious correlation regions between the regional rainfall of the eastern China and LST. a) The evident positive correlations between the summer rainfall over the Yangtze River valley and LST cover the tropic Africa in spring and summer, and the partial Asian continent in summer. b) The clear negative correlation between the summer rainfall over the northern China and the partial Asian LST is showed in April and May. (4) The findings by comparison, contrast and analysis are that the common underlying surface conditions of the anomalously heavy rainfall over the Yangtze River valley (1954, 1998 and 1999) or the Changjiang-Huaihe (1991) valley are the positive departure of SST in the Kuroshio area and the mostly positive anomaly of LST over Eurasia.

Key words: sea surface temperature; land surface temperature; rainfall anomaly; correlation analysis