

东亚海陆热力差指数及其与环流和降水的年际变化关系*

孙秀荣

(上海台风研究所, 上海, 200030)

陈隆勋

(中国气象科学研究院, 北京, 100081)

何金海

(南京气象学院大气科学系, 南京, 210044)

摘 要

利用 1961~1999 年海温和地温月平均资料, 定义了一个海陆热力差指数, 来表示东亚季风环流的纬向和经向海陆热力差异的变化强度, 研究了夏季指数与东亚夏季风环流场和中国东部夏季降水的年际变化关系。结果表明: (1) 海陆热力差指数可用来表示东亚夏季风的强弱变化。强指数年东亚季风区低空西南夏季风气流和高层的东风气流明显偏强, 表明这一年夏季风偏强, 弱指数年反之。(2) 海陆热力差指数能较好地反映东部季风区夏季降水的异常状况。强指数年, 雨带偏北, 江淮流域和长江中下游明显干旱, 华南、华北降水偏多, 弱指数年反之。这一降水异常特征可以从强弱海陆热力差指数年的环流场得到解释。(3) 海陆热力差指数所反映的东亚夏季风具有明显的准 2 a 和 3~6 a 周期的年际振荡, 但其振幅和周期具有显著的年代际异常。

关键词: 海陆热力差指数, 东亚夏季风, 夏季降水, 年际变化。

1 引 言

中国地处东亚季风区, 每年的天气气候, 尤其是在夏季汛期, 中国东部地区的降水分布、降水带移动以及旱涝灾害在很大程度上受夏季风的控制。因此, 搞清楚东亚夏季风的变化规律、物理成因, 改进和提高季风期降水和旱涝预报, 具有重要的经济和学术价值。

为了研究季风强弱年际变化及其对夏季降水和旱涝的影响, 建立一个能表征季风强弱年际变化的指标是十分重要的。这方面的研究已有不少。在印度, 夏季风的强弱通常以季风季节(6~9月)总雨量的多少来表示季风季节总的季风强弱。但是, 中国夏季风降水和性质和原因与印度不同, 不可能用某一地区的雨量来表示季风盛行季节总的季风的强度。Webster 和 Yang Song^[1] 提出利用 0~20°N, 40~110°E 区域平均的 850 hPa 和 200 hPa 纬向风切

变作为南亚季风强弱指标, 从季风环流的角度定义了一个南亚季风指数。还有人采用 OLR、高低层西南切变作为南亚季风指数。Chengfeng Li 和 Yanai M^[2] 对不同的南亚季风指数进行了比较, 发现不同的定义方法得出的强弱季风年的结果是明显差异的, 而且都不能反映印度夏季风降水的情况。对东亚地区, 中国大陆夏季主要是副热带季风雨带, 以上几个以热带要素为基础的季风指数, 最多只能反映热带降水, 对中国大陆夏季降水表达更为困难。

关于东亚季风强弱的衡量指标问题也有不少研究。郭其蕴^[3] 认为东亚大陆地区的季风主要是纬向海陆热力差异所形成的, 由此定义纬向海平面气压差为夏季风指数(SMI)。但是, SMI 在反映东亚夏季降水方面并不理想。施能、朱乾根等^[4] 在郭其蕴工作的基础上加以改进, 改进后的季风指数在反映降水方面有所改进。郭其蕴和施能、朱乾根定义的季风强度指数是有一定物理意义的, 它们反映了

* 初稿时间: 2001 年 5 月 18 日; 修改稿时间: 2001 年 8 月 7 日。
资助课题: 国家攀登项目 A“南海季风试验”。

东亚地区海陆气压系统的差异, 这种差异一定程度上反映了决定季风形成的海陆热力差异。但是, 影响东亚季风的, 除了东西向海陆热力差异, 还有南北向海陆热力差异^[5]。而且, 影响东部季风区夏季降水的天气系统主要是: (1) 副热带高压。副热带高压南北位置变化及西伸程度不但与东西向海陆热力差异有关, 而且与南北向热力差异也有关; (2) 北方冷空气。其强弱变化可能仍和海陆热力差异有关。目前的季风指数若要反映夏季降水分布状况就需要考虑这一点。此外, 沈建柱、秦庚^[6], 祝从文、何敏和何金海^[7]在此方面也进行过类似的研究。对比上述定义方法, 不仅得出的强弱季风年的结果差异很大, 而且在反映降水方面都不甚理想, 有待做进一步研究, 这也是本文的目的。

许多研究表明, 亚洲季风是一个动力稳定环流, 它的年际变化很大程度上是由下边界热力强迫缓慢变化决定的。出于上述考虑, 本文将从季风形成的本质出发, 尝试提出一个指标来表示东亚热带、副热带东西向海陆热力差异和南北向海陆热力差异的强弱变化, 在此基础上进一步讨论东亚夏季风的年际强弱变化特征及其对降水和旱涝的影响。

2 资 料

文中所用的资料主要包括:

(1) Reynolds, Reconstructed historical monthly

Global SST Analyses 1950~ 1999, $2^\circ \times 2^\circ$ 。

(2) NCEP/NCAR 月平均再分析数据集, 资料年代为 1958~ 1997 年, 水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 资料说明详见文献[8]。

(3) 1951~ 1999 年中国 160 站月平均降水和 1961~ 1999 年中国 304 个测站逐月地温(地表); 北半球月平均高度场资料, 网格距 $10^\circ \times 5^\circ$, 范围为 $10 \sim 85^\circ\text{N}$, 时间为 1951~ 1995 年。

3 海陆热力差指数的确定

图 1a 是多年平均各月海(用 145°E 代表)陆(用 110°E 代表)温度之差随纬度的变化, 可以看出, 在冬半年逐月(10 月~ 次年 3 月), 海陆温差是正值(海温- 地温), 即海洋上的温度高于大陆上的温度。夏半年逐月(4~ 9 月)相反, 海陆温差是负值, 大陆上的温度高于海洋上的温度。这正是季风区所具有的热力场的季节变化特点。

图 1b 和 c 分别代表 1961 年和 1980 年的情况, 与图 1a 相比, 可以看到明显的年际之间的差异。虽然夏季海陆温差最大差值出现在中纬度, 但是这种年际差异主要表现在 35°N 以南的副热带地区。这种差异实际上反映了季风强度的差异, 1961 年是一强夏季风年, 而 1980 年是一弱夏季风年。因此可以通过计算海陆温差值来表征季风的强弱。

关于指数计算的特征陆地, 选取东亚季风区的

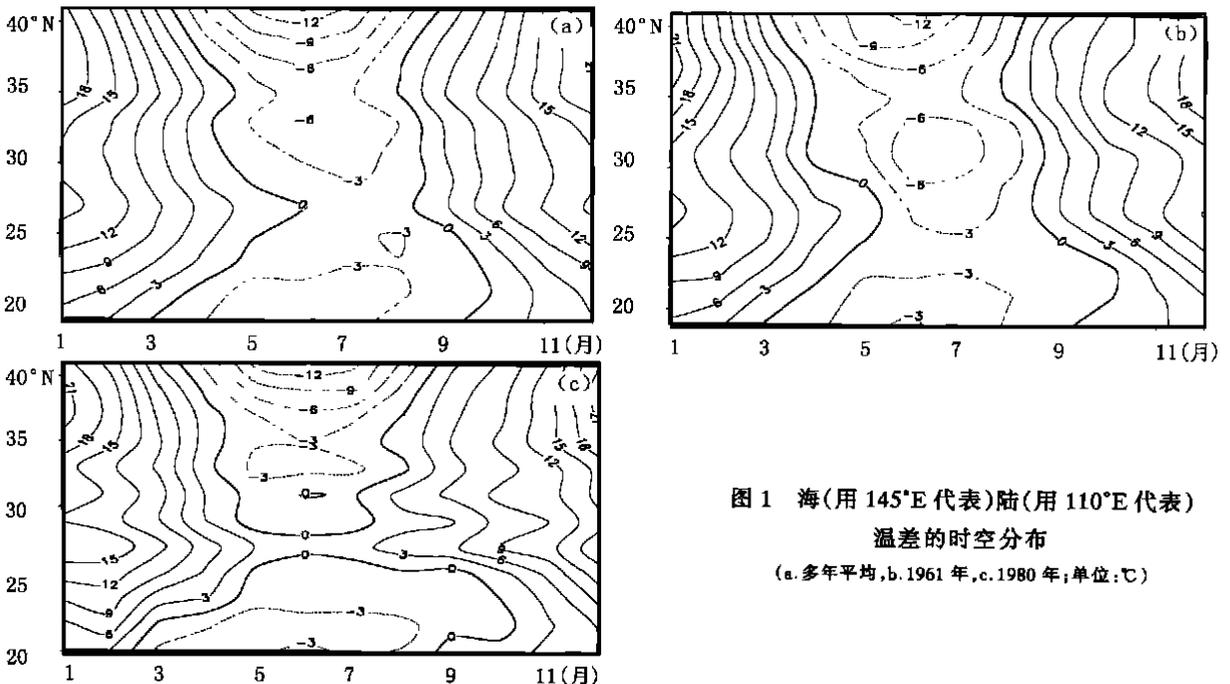


图 1 海(用 145°E 代表)陆(用 110°E 代表)温差的时空分布
(a. 多年平均, b. 1961 年, c. 1980 年; 单位: $^\circ\text{C}$)

下垫面。至于特征海域,一方面考虑到东亚大陆周围广阔的海域,另一方面,还考虑到海洋既是引起季风年际变异的重要原因之一,又是季风性降水的水汽来源,因此,选取受夏季风影响显著的长江中下游17站的平均降水量作为研究对象,分析夏季风降水与东亚大陆周围热带和副热带海域 SST 的年际异常变化关系(站点的选取与“九五”重中之重项目执行组提出的长江中下游代表站一致)。

图2是长江中下游夏季降水与海温的同期相关系数分布(1951~1999年),可以发现:副热带西北太平洋(15~25°N, 120~150°E)和南海地区海温与长江中下游夏季降水有较好的正相关,中心极大值超过0.001的信度,这表明副热带西北太平洋和南海SST偏高,长江中下游降水偏多;反之,SST偏低,降水偏少。依照“九五”重中之重项目执行组划分的严重旱涝年,对海温距平场做合成分析,所得结果与相关结果一致,这也与陈烈庭等^[9]、何金海等^[10]的研究结果是一致的。由此可见上述海域是影响中国东部地区夏季风降水的关键海区,这也是图1中海陆温差最大差值出现的海温区,可以作为指数计算的特征海域。

东亚大陆东邻西北太平洋,南部是中国南海和

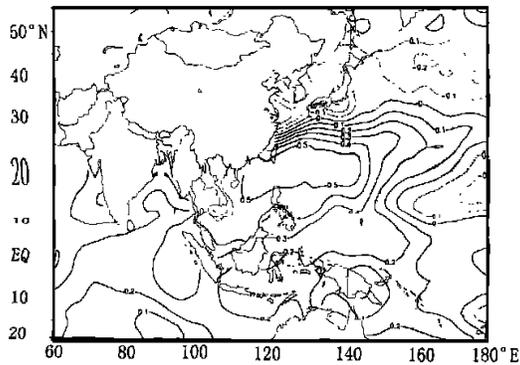


图2 长江中下游夏季降水与同期海温的相关系数分布

海洋大陆,因而东亚季风区不仅存在东西向的海陆热力对比,同时也存在南北向的海陆热力差异。当然,无论是就东亚季风区经向与纬向跨度之比,还是就影响东亚季风区的东部海域和南部海域跨度之比来说,东西向对比是占绝对优势,两者比值大概为4:1。

综合考虑上述分析,文中用东亚季风区(27~35°N, 105°E)范围内的地温(T_{EC})和副热带西北太平洋(15~30°N, 120~150°E)的海温(T_{SSTNWP})之差表示东西向热力差异,用华南地区(27°N以南, 105°E以东的大陆)的地温(T_{SC})和南海(5~18°N, 105~120°E)海温(T_{SCS})之差表示南北向海陆热力差(见图3),定义一个东亚海陆热力差指数,在此简称为 I_{LSTD} (the Index of Land & Sea Thermal Difference)。

$$I_{LSTD} = 4/5(T_{EC} - T_{SSTNWP}) + 1/5(T_{SC} - T_{SCS})$$

利用上述方法,使用月或季平均地温和海温资料可计算出各年、月或季的海陆热力差指数,为此给出经过一次标准化处理的夏季海陆热力差指数(表1),来表示东亚夏季海陆热力差异的年际变化强度,研究它所反映的东亚夏季风的年际强弱变化。

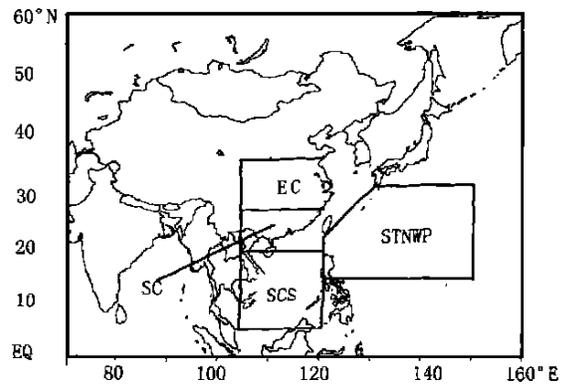


图3 EC, STNWP, SC, SCS 4个选区的示意

表1 1961~1999年各年夏季标准化海陆热力差指数值

| 起止年 | 海陆热力差指数值 | | | | | | | | | |
|-----------|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| 1960~1969 | 1.92 | 0.15 | 0.01 | 1.00 | 0.01 | 1.46 | 2.42 | 0.15 | -0.13 | -0.33 |
| 1970~1979 | 1.36 | 0.97 | 0.28 | -0.20 | 0.17 | 0.09 | -0.05 | 1.66 | 0.41 | -2.05 |
| 1980~1989 | 0.54 | -1.15 | -1.00 | -0.27 | 0.44 | -0.15 | -1.58 | 0.12 | -1.44 | 0.76 |
| 1990~1999 | -0.82 | -0.46 | -1.92 | 0.60 | -0.60 | -0.52 | 0.27 | -0.83 | -1.29 | |

由表1可见,夏季海陆热力差指数有着明显的年际异常变化。为了便于识别海陆热力差指数异常

年的特征,现把各年夏季海陆热力差指数的强弱作以下列定义:

$I_{LSTD} \geq 0.5$ 为强海陆热力差指数年;
 $-0.5 < I_{LSTD} < 0.5$ 为正常海陆热力指数年;
 $I_{LSTD} \leq -0.5$ 为弱海陆热力差指数年。

结果如表 2 所示(曾用地面气温和海温之差作为海陆热力差, 对照表 1 和 2, 结果基本一致, 这可能是由于地面气温和地温有非常一致的变化关系)。

表 2 1961~1999 年强、正常、弱海陆热力差指数年

| I_{LSTD} 强度 | 年 | | 份 | | | | | |
|-----------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| $I_{LSTD} \geq 1.0$ | 1967 | 1961 | 1978 | 1966 | 1971 | 1964 | | |
| $0.5 \leq I_{LSTD} < 1.0$ | 1972 | 1990 | 1994 | 1981 | | | | |
| $-0.5 < I_{LSTD} < 0.5$ | 1985 | 1979 | 1973 | 1997 | 1975 | 1968 | 1962 | 1988 |
| | 1965 | 1963 | 1977 | 1969 | 1986 | 1974 | 1984 | 1970 |
| $-1.0 < I_{LSTD} \leq -0.5$ | 1998 | 1991 | 1995 | 1996 | | | | |
| $I_{LSTD} \leq -1.0$ | 1980 | 1993 | 1987 | 1989 | 1999 | 1982 | 1983 | |

4 夏季海陆热力差指数与大尺度环流的关系

4.1 海陆热力差指数与夏季风的关系

首先来检验一下这个指数对季风环流变化的反映能力。据海陆热力差指数的强度变化, 选取指数分别 ≥ 1.0 (或 ≤ -1.0) 的强(或弱) I_{LSTD} 年, 对 850 hPa 风场距平场做合成分析(以下合成分析年份相同), 见图 4。强 I_{LSTD} 年(图 4a), 西北太平洋上为异常反气旋所控制, 反气旋中心有两个, 较强的一个位于 40°N , 170°W 附近, 另一个在日本的西南端。

在该异常反气旋的西侧, 中国东部及朝鲜、日本等地都处在低空的偏南或西南距平气流控制之下, 偏西南风向北延伸到 50°N 左右。同时热带地区也有一异常反气旋环流, 中心位于印度尼西亚群岛, 在其西北侧盛行着西南或偏西距平气流, 这支强劲的偏差西风经过中南半岛, 进入中国西南地区。因此, 中国大陆 100°E 以东地区都在偏差东南、偏南或西南夏季风气流控制之下。表明, 强 I_{LSTD} 年, 夏季风环流明显偏强偏北。而在弱 I_{LSTD} 年(见图 4b), 位于强指数年西北太平洋和印度尼西亚群岛上空的异常反

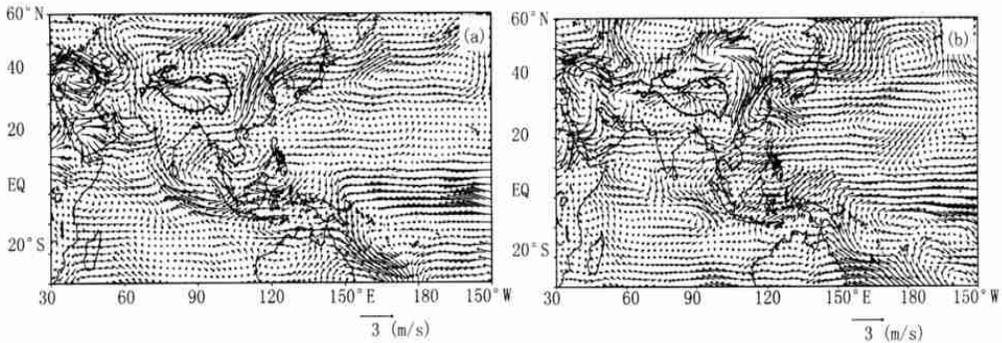


图 4 强(a)弱(b)海陆热力差指数年合成的 850 hPa 偏差风场

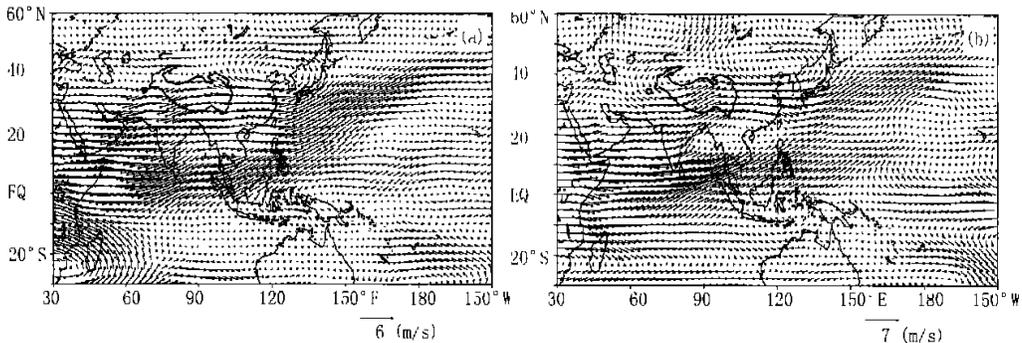


图 5 强(a)弱(b)海陆热力差指数年合成的 100 hPa 偏差风场

气旋为一对异常气旋取而代之,相应地,中国大陆东部地区及朝鲜、日本又都在低空偏北或东北偏差气流控制之下,夏季风环流异常偏弱。

图 5 是强弱海陆热力差指数年合成的 100 hPa 偏差风场。强指数年(图 5a),季风区盛行着强劲的偏差东风或东北风,尤其是在气候场上^[11]南支东风急流处,从西太平洋直至印度南端偏差东风盛行。此外,在气候场上 105~125°E 高层偏北越赤道气流处偏差东风也有较大的径向分量。表明在强指数年南亚高压南侧东风急流偏强,偏北越赤道气流活跃,高空夏季风明显偏强。对比强指数年,弱指数年 100 hPa 偏差风场迥然不同。如图 5b 所示,北半球低纬地区已经转为偏差西风控制,特别是在气候场上南北两支东风急流的位置上,偏差西风很大,表明夏季风异常偏弱。

由此可见,文中所定义的海陆热力差指数能较好反映夏季风的异常变化特征,夏季海陆热力对比愈大,高低空夏季风愈强;反之,海陆热力对比愈小,夏季风愈弱。所以, I_{LSTD} 可用来表示东亚夏季风的强弱变化,可称为东亚夏季风强度指数,强(弱) I_{LSTD} 年,可以表示为强(弱)夏季风年。

4.2 海陆热力差指数与 500 hPa 高度场的关系

图 6 是夏季 I_{LSTD} 与同期 500 hPa 高度场的相关系数分布(1961~1995 年)。由图可见,夏季 I_{LSTD} 与同期 500 hPa 高度场之间有显著相关。其中正相关区域主要位于 40°N 以南的东亚副热带地区、西半球的中高纬度和东半球的高纬度地带,显著相关中心位于北大西洋和东亚 40°N 以南的副热带地区,中心值分别为 0.5, 0.6, 超过了 0.001 的显著相关信度检验。负相关区域主要在 20°N 以南的低纬度地区、欧亚中高纬地区和北美洲的北部,相关中心值达到或超过 0.01 的信度检验。上述正负相关区域的分布和趋势反映了东亚主要环流系统在强弱 I_{LSTD} 年的相互配置和强度变化特征,表明夏季风的强弱年际变化是与中、低纬,中高纬环流的相互作用分不开的。即:强 I_{LSTD} 年,中南半岛、中国南海、菲律宾、鄂霍茨克海分别为负异常,位势偏低,中国江淮、朝鲜半岛、日本及北太平洋上空分别为正异常,位势偏高(见图 7a),这种分布形式减弱了鄂霍茨克海高压,减弱了中高纬经向环流,使西太平洋副热带高压位置偏北,强度偏弱,西风带北推,有利于夏季风的向北推进和加强,但不利于北方冷空气南下,造成雨带位置偏北,从而使华北地区降水偏多,而江淮流域和长江中下游地区在单一强劲的夏季风气流控

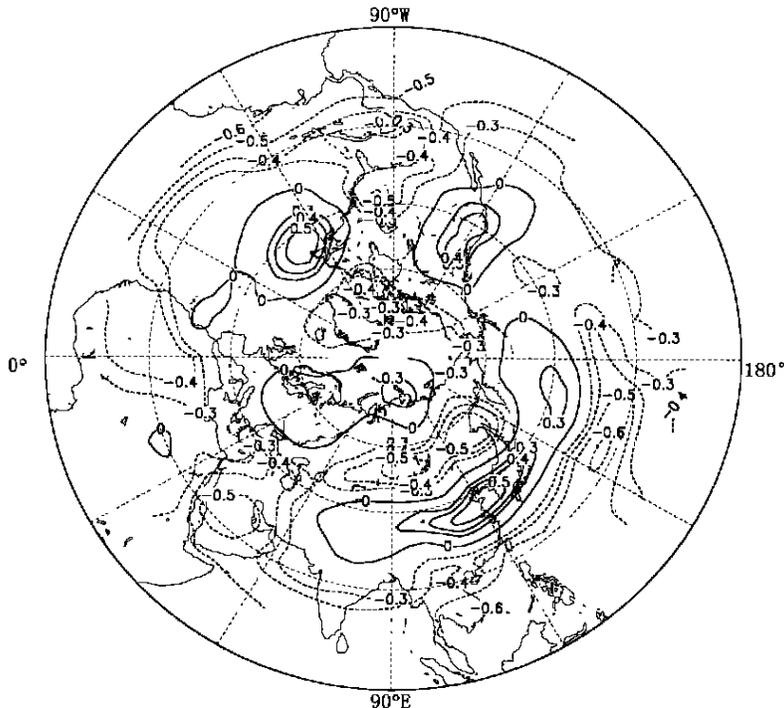


图 6 夏季海陆热力差指数与同期 500 hPa 高度场的相关系数分布 $|R|_{0.05} = 0.33$

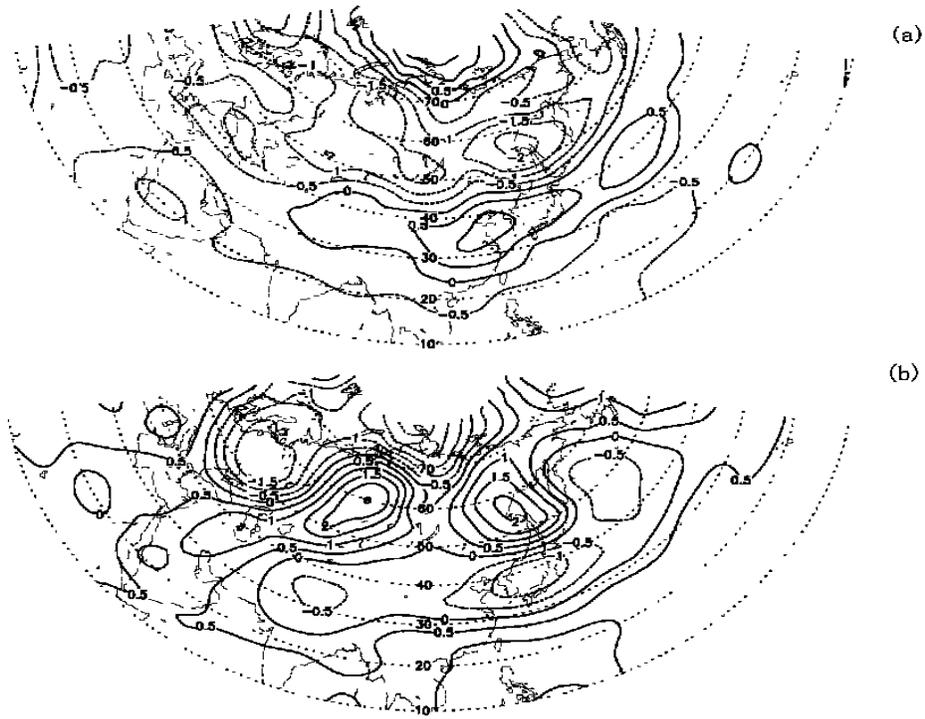


图7 强(a)、弱(b)海陆热力差指数年夏季500 hPa高度距平合成场

制下容易发生干旱。而弱 I_{LSTD} 年与之相反, 在东亚地区, 从中国华南经江淮—日本上空到鄂霍茨克海, 分别是“正负正”的异常分布形势(见图7b), 这种分布形势又会加强鄂霍茨克海高压, 加强中高纬经向环流, 使西太平洋副热带高压位置偏南, 强度偏强, 西风扰动带偏南, 不利于夏季风北推, 却有利于北方冷空气南下与之交汇, 使锋区偏南, 位于江淮流域。另外, 据大量研究表明, 鄂霍茨克海高压和西太平洋副热带高压处在上述状态下, 东亚环流形势较稳定。这样, 西南或偏南夏季风气流与北方冷空气频繁地交汇于江淮流域及长江中下游, 使江淮流域及长江中下游降水偏多。

上述分析进一步证实了海陆热力差指数在反映东亚夏季风环流方面的能力, 而强(弱) I_{LSTD} 年, 高度距平场自低向高纬呈“—+—+”带状波列分布或反相分布型与黄荣辉^[12]所指出的东亚—太平洋(EAP)遥相关型非常相似, EAP遥相关型是影响中国江淮流域夏季旱涝的一个重要环流型, 这从另一方面表明该指数能够较好地识别影响中国东部季风区夏季降水异常的环流型。

5 海陆热力差指数与中国夏季降水的关系

从前面的分析可以发现: 强 I_{LSTD} 年, 环流形势

可能使雨带偏北, 使得江淮流域及长江中下游地区发生干旱; 而弱 I_{LSTD} 年, 环流形势有利于雨带偏南, 江淮流域及长江中下游地区降水偏多。这个结论是否正确, 需要从降水场得到证实。

夏季 I_{LSTD} 与同期中国降水的相关系数分布具有区域性特征(图8): 华南与东南沿海为正相关区, 长江流域一带为负相关区, 相关中心极大值为0.5, 超过0.01的信度检验, 河套、华北地区也是正相关区。相关系数在中国东部季风区自南向北呈“+—+”分布, 表明夏季风强的年份, 河套、华北、华南降水会偏多, 而长江流域容易发生干旱。这可能是由于夏季风特别强时, 造成中国大陆夏季降水的副热带雨区北推, 停留在华北地区, 长江流域受单一夏季风气流控制所导致。而华南地区则受热带辐合带影响降水偏多。弱夏季风年情况相反。

这种异常分布特征在强弱 I_{LSTD} 年夏季(6~8月)平均降水距平合成场中也很明显(图略), 强指数年, 即强夏季风年, 雨带偏北, 长江、江淮流域明显干旱, 华南、华北和四川北部降水偏多。而弱指数年, 即弱夏季风年, 雨带偏南, 长江、淮河流域降水明显偏多, 华南、华北和东北大部降水偏少。夏季风的强弱变化对东部季风区降水雨带的分布有显著影响。

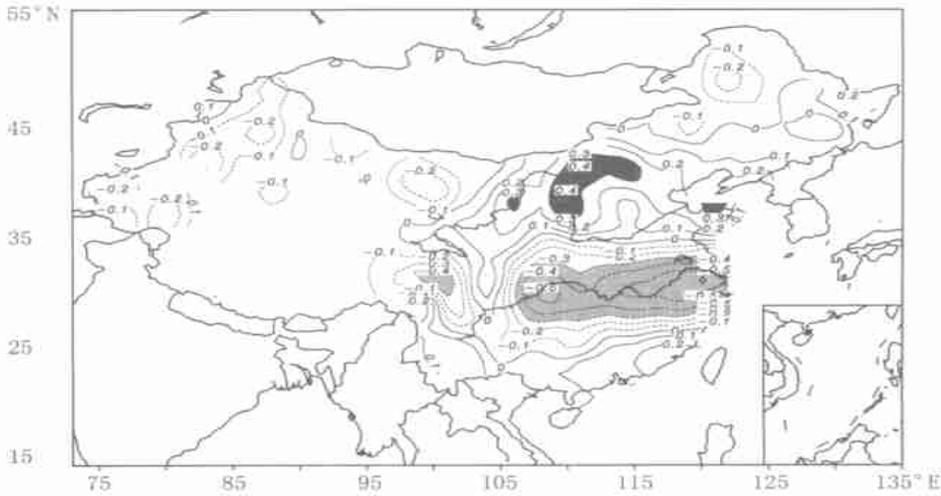


图8 夏季 I_{LSTD} 与同期中国降水的相关分布
(阴影区表示相关系数达到信度 0.05 以上)

下面来分析一下东亚海陆热力差指数强弱年与夏季雨型的关系(表 3)。

表 3 1961~1999 年海陆热力差指数与夏季雨型的关系

| 年份 | I_{LSTD} | 雨型 | 年份 | I_{LSTD} | 雨型 |
|------|------------|----|------|------------|----|
| 1967 | 2.42 | 1 | 1980 | -2.05 | 3 |
| 1961 | 1.92 | 1 | 1993 | -1.92 | 3 |
| 1978 | 1.66 | 1 | 1987 | -1.58 | 3 |
| 1966 | 1.46 | 1 | 1989 | -1.44 | 2 |
| 1971 | 1.36 | 2 | 1999 | -1.29 | 3 |
| 1964 | 1.00 | 1 | 1982 | -1.15 | 2 |
| 1972 | 0.97 | 2 | 1983 | -1.00 | 3 |
| 1990 | 0.76 | 2 | 1998 | -0.83 | 3 |
| 1994 | 0.60 | 1 | 1991 | -0.82 | 3 |
| 1981 | 0.54 | 1 | 1995 | -0.60 | 3 |
| 1985 | 0.44 | 1 | 1996 | -0.52 | 3 |
| 1979 | 0.41 | 2 | 1992 | -0.46 | 1 |
| 1973 | 0.28 | 1 | 1970 | -0.33 | 3 |
| 1997 | 0.27 | 3 | 1984 | -0.27 | 3 |
| 1975 | 0.17 | 2 | 1974 | -0.20 | 3 |
| 1968 | 0.15 | 3 | 1986 | -0.15 | 3 |
| 1962 | 0.15 | 2 | 1969 | -0.13 | 3 |
| 1988 | 0.12 | 1 | 1977 | -0.05 | 1 |
| 1976 | 0.09 | 1 | | | |
| 1965 | 0.01 | 2 | | | |
| 1963 | 0.01 | 2 | | | |

* : 表中年份根据 I_{LSTD} 从大到小排列。

从表 3 中可以看出,二者有很好的对应关系,强 I_{LSTD} 年,多为 1, 2 类雨型,以 1 类雨型为主(7/10),而弱 I_{LSTD} 年,又多为 2, 3 类雨型,以 3 类为主(9/11)。这表明, I_{LSTD} 强年,中国东部夏季风偏强,

雨带偏北;反之,在 I_{LSTD} 偏弱的年份,夏季风偏弱,雨带偏南。这一解释是相当合理的,也是目前对季风研究较一致的看法。

据“九五”重中之重点项目执行专家组划分的严重旱涝年,统计发现,在 1961~1997 年间所发生的 10 次严重洪涝年中,有 7 次(1980, 1983, 1989, 1993, 1991, 1995, 1996 年)发生在弱 I_{LSTD} 年中,只有 3 次(1969, 1977, 1962 年)发生在正常年份中;而 5 次严重干旱年中,有 4 次(1961, 1966, 1967, 1978 年)发生在强 I_{LSTD} 年中,1 次(1985 年)发生在正常年份(强度指数是 0.44)中,而降水明显异常偏多的 1998, 1999 年也出现在弱 I_{LSTD} 年中,表明海陆热力差指数强弱年对长江中下游夏季旱涝年份有较好的指示作用。

此时,还计算了前期各季 I_{LSTD} 与长江中下游夏季降水的相关关系,发现:前期春季 I_{LSTD} 对长江中下游夏季降水异常变化有一定的预示作用,两者相关系数可达 -0.39,通过 0.05 的信度检验。春季海陆下垫面热力状况是否对夏季海陆下垫面热力状况产生影响,进而影响夏季大气环流和降水,它们之间的种种内在联系有待进一步研究。

6 海陆热力差指数的变化

从前面的分析中可以看到,东亚夏季风存在非常明显的年际变化和年代际变化。为了对近 40 a 来东亚夏季风变化规律有一个更清楚的认识,下面

对海陆热力差强度指数进行功率谱分析。分析发现(图略), 在 4 a 左右和 2 a 处存在谱峰且通过 95% 的信度检验, 表示海陆热力差强度指数反映的东亚夏季风存在准 2 a 和准 4 a 周期的振荡。

由于功率谱是从频率域来分析一个时间序列 $f(t)$ 的波谱特征, 它所分辨的是整个序列的平均周期, 不能分辨不同阶段上的各周期分量的变化。而小波分析方法能从频率域和时间域来分析时间序列 $f(t)$ 的波谱振幅随时间变化的特征, 具有更强的周期分析能力。因而, 本文采用 Morlet 小波分析方法对 I_{LSTD} 进行分析。图 9 是经过 13 点平滑后的 I_{LSTD} 的小波系数模分布特征。由图可见, 海陆热力

差指数反映的东亚季风强度具有明显的准 2 a 和 3 ~ 6 a 周期振荡, 但其振幅和周期具有显著的年代际异常, 反映出东亚夏季风变化的复杂性。在 1961~1966 年以准 2 a 周期为主; 1967~1983 年能量主要集中在 36~43 个月之间, 即以 3~4 a 振荡为主, 伴有较弱的准 6 a 周期振荡, 但其间又有所变化, 前期振荡较弱, 后期振荡较强; 1984 年以来低频振荡能量向高频转移, 1984~1994 年之间, 以准 4 a 周期振荡为主, 同时伴有较弱的准 2 a 周期振荡; 而 1995~1999 年频率再次变化, 变为 2~3 a 周期。平均而言, 整个时间序列具有以准 2 a 和准 4 a 周期为主的年际振荡, 与功率谱的分析结果一致。

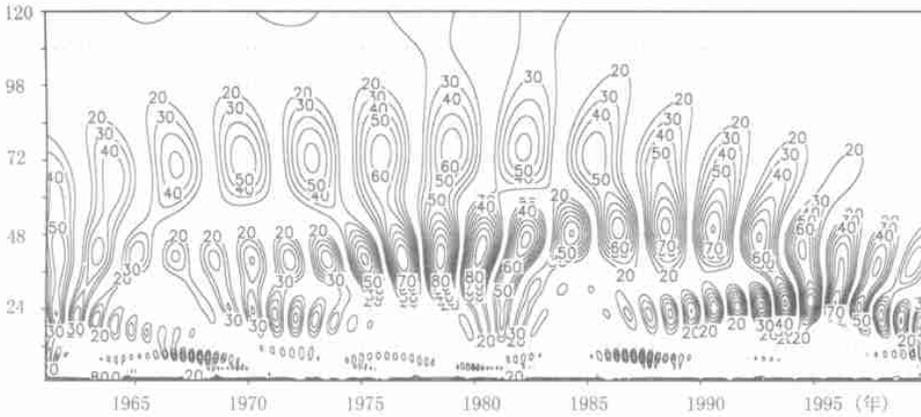


图 9 1961~1999 年 I_{LSTD} 的小波系数模分布特征

7 结论与讨论

(1) 文中所定义的海陆热力差指数不仅有明确的物理意义, 而且能较好反映夏季风的异常变化特征, 强指数年, 东亚季风区低空西南夏季风气流和高层的东风气流明显偏强, 表明这一年夏季风偏强; 弱指数年反之。所以, I_{LSTD} 可用来表示东亚夏季风的强弱变化, 可称为东亚夏季风强度指数, 强(弱) I_{LSTD} 年, 可以表示为强(弱) 夏季风年。

(2) 该指数能够较好地识别影响中国东部季风区夏季降水异常的环流型。这可以较合理地解释夏季风的强弱变化和东部季风区夏季降水的异常变化特征。

(3) 海陆热力差指数能较好地反映中国东部季风区夏季降水的异常状况。强 I_{LSTD} 年, 雨带偏北, 江淮流域和长江中下游明显干旱, 华南、华北降水偏

多。弱 I_{LSTD} 年, 雨带偏南, 江淮流域和长江中下游降水明显偏多, 华南、华北降水偏少。特别是对长江中下游夏季旱涝年份有较好的指示作用。

(4) 海陆热力差指数反映的东亚季风强度具有明显的准 2 a 和 3~6 a 周期振荡, 但其振幅和周期具有显著的年代际异常, 反映出东亚夏季风变化的复杂性。

由此结果来看, I_{LSTD} 既能较好反映东亚季风环流的变化特征, 又能表征中国东部夏季风降水的异常变化。因而, 可以用本文定义的海陆热力差指数作为表示东亚夏季风强弱变化的夏季风强度指数, 也可利用该指标来研究东亚夏季风与海气相互作用的年际、年代际变化, 以及东亚夏季风强度变化的机理问题, 我们已经在在这个方面作了一些工作, 由于篇幅问题, 将在另文讨论。

参考文献

- 1 Webster P J, Yong S. M onsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1992, 118: 877~ 926
- 2 Li Chengfeng, Yanai M. The onset and interannual variability of the Asia Summer Wonsoon in relation to land-sea thermal contrast. *J Climate*, 1996, 9: 358~ 357
- 3 郭其蕴. 东亚季风强度指数及其变化分析. *地理学报*, 1983, 38(3): 207~ 216
- 4 施能, 朱乾根, 吴彬贵. 近 40 年东亚夏季风及中国夏季大尺度天气气候异常. *大气科学*, 1996, 20(5): 575~ 583
- 5 何金海. 东亚季风体系的研究进展以及爆发特征和可能机制. 见: 国家自然科学基金委员会等编. *现代大气科学前沿与展望*. 北京: 气象出版社, 1995. 51~ 55
- 6 沈建柱, 秦庚. 夏季风的迟、早、强、弱和梅雨预报. 见: 长江流域规划办公室编. *中长期水文气象预报文集(第二集)*. 1981. 99~ 108
- 7 祝从文, 何敏, 何金海. 热带环流指数与夏季长江中下游旱涝的年际变化. *南京气象学院学报*, 1998, 21(1): 15~ 22
- 8 Kalnay E, et al. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. *Bull Amer Meteor Soc*, 1996, 3
- 9 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
- 10 何金海, 温敏, 罗京佳. 东亚季风区旱涝季节转换的不同特征. 见: 何金海主编. *亚洲季风研究的新进展*. 北京: 气象出版社, 1996. 82~ 87
- 11 陈隆勋, 朱乾根, 罗会邦等. 东亚季风. 北京: 气象出版社, 1991. 78~ 80
- 12 黄荣辉, 李维京. 夏季热带西太平洋上空的热源异常对东亚上空副热带高压的影响及其物理机制. *大气科学(特刊)*, 1988, 107~ 116

INDEX OF LAND-SEA THERMAL DIFFERENCE AND ITS RELATION TO INTERANNUAL VARIATION OF SUMMER CIRCULATION AND RAINFALL OVER EAST ASIAN

Sun Xiurong

(*Shanghai Typhoon Institute, Shanghai 200030*)

Chen Longxun

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

He Jinhai

(*Department of Atmospheric Science, Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044*)

Abstract

An index of land-sea thermal difference (I_{LSTD}) has been designed to study its relation to the variation of East Asian monsoon circulation in summer. The results are as follows: (1) I_{LSTD} can be used to identify the strength of East Asian summer monsoon. The years of strong(weak) I_{LSTD} are associated with stronger(weaker) summer monsoon circulation. (2) The index also can reflect summer rainfall anomaly over eastern China. In the years of strong I_{LSTD} , rainfall belt is mainly located over northern China, and obvious drought emerges in Huaihe River valleys and the mid-lower reaches of Yangtze River. However, during the weak years, summer monsoon is weak and summer rainfall belt is located over the mid-lower reaches of Yangtze River. The circulation fields of strong (weak) index years can explain the features of rainfall anomaly. (3) Besides, the I_{LSTD} has obviously QBO and quasi-4-year and interdecadal oscillations.

Key words: Index of land-sea thermal difference, East Asian summer monsoon, Summer rainfall over China, Interannual variation.