

1873~2000 年东亚夏季风变化的研究

郭其蕴¹⁾ 蔡静宁²⁾ 邵雪梅¹⁾ 沙万英¹⁾

1) (中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101)

2) (北京大学物理学院 大气科学系, 北京 100871)

摘 要 根据英国的海平面气压 (SLP) 资料计算了 1873~1950 年东亚夏季风指数 (I_{SM}) 与用 NCEP 的 SLP 资料计算的 1951~2000 年 I_{SM} 衔接, 构成 128 年的 I_{SM} 序列。用功率谱及子波变换方法分析了 I_{SM} 的变化, 指出 80 年周期最突出, 其次尚有 40 年周期, 8~10 年周期及准 2 年周期。分析表明, 夏季风弱时中国东部夏季气温低, 降水自北向南为负、正、负分布。夏季风强时, 气温偏高, 降水异常为正、负、正分布。对年际变化而言, 降水与夏季风的关系要复杂一些, 至少副热带高压的变化对降水也有重要作用。

关键词: 东亚夏季风; 年代际变化; 年际变化

文章编号 1006-9895 (2004) 02-0206-10 **中图分类号** P467 **文献标识码** A

1 引言

季风是影响中国气候的一个十分重要的因素, 甚至人们认为中国气候是季风气候, 也就是说气候有着显著的季风色彩。比如夏季雨带的位置的变化即受控于夏季风的活动^[1]。为了描述夏季风的总体强度, 过去曾采用陆 (110°E) 海 (160°E) 气压差作指标, 建立了 1951~1980 年夏季风指数 (I_{SM}) 序列^[2]。分析表明这个指数与中国夏季降水的变化有密切的关系。后来, 不同作者引用并延长了 I_{SM} 序列^[3~6]。这些研究表明, 1951 年以后到 20 世纪 60 年代中期处于强夏季风时期, 以后夏季风减弱, 1976 年之后夏季风强度再次减弱, 以至在此后的 20 多年中没有再出现强夏季风年^[7]。并且发现夏季风的这种年代际变化在中国东部降水变化中有明显的反映。近 20 多年华北的持续性干旱就是一个明显的例子^[8,9]。

美国 NCEP 的再分析资料是一个比较完整的资料体系^[10], 有 1948~2000 年的 SLP 资料, 我们根据这份资料建立了 1951~2000 年的 I_{SM} 序列^[11]。然而, 仅仅利用 1951 年以后的 SLP 资料, 不可能知道近 40~50 年夏季风的减弱是一种长期趋势, 还是一种周期性的变化? 也不可能知道如果是周期性变化, 其时间尺度如何? 英国整理了 1873 年以来逐月北半球 SLP 资料^[12], 据此, 我们建立了 1951 年以前的 I_{SM} 序列, 与 1951 年以后用 NCEP 资料建立的序列同化, 组成一个统一的 128 年 I_{SM} 序列。又利用 1880 年以来季降水量及气温距平图^①, 研究了 I_{SM} 与中国夏季气候的关系。

2002-11-27 收到, 2003-02-20 收到修改稿

* 中国科学院知识创新工程项目 KZCX2-314 资助

① 国家自然科学基金项目 49635190 成果, 参加工作的有北京大学王绍武、朱锦红、蔡静宁、陈振华和国家气候中心赵振国、陈国珍、徐良炎等。

2 128 年夏季风指数 (I_{SM}) 序列的建立

这里仍然用 110~160°E 气压差 (ΔP) 来定义夏季风指数：取每 10°纬度 $\Delta P \leq -5$ hPa 的累计和 ($\sum \Delta P$) 表示夏季风强度。一般取 4 月到 9 月 20~50°N 之间出现 $\Delta P \leq -5$ hPa 的值。这样用 NCEP 的 SLP 资料，重新计算了 1951~2000 年的指数。这个指数是把每年的 $\sum \Delta P$ 被 1951~2000 年 50 年平均的 $\sum \Delta P$ 除，由此得到的是一个大部分情况变化于 0.50~1.50 之间的值 (用 I_N 表示)。但是，1951 年之前只有英国的 SLP 资料可以向前追溯到 1873 年，并且向后延续到 2000 年。根据这份资料，完全按照上边的方法计算出夏季风指数 (I_H)。发现 I_H 指数存在两个问题：一是中间有一些缺测，自 1873 年到 1950 年期间，1916~1920 年以及 1938~1948 年期间共计 16 年或在某一个纬圈或在几个纬圈上有缺测。有时连续几个月均有缺测，有时则只有 1 个月缺测。但是，绘制了纬度—月份 110~160°E 气压差值分布图之后，不难根据相邻纬度或相邻月内插来补足。二是在 1980 年以后，与用 NCEP 资料得到的结果 I_N 有分歧， I_H 在后 20 年显著偏高。根据《中国气象灾害分布图集》^[3] 中的夏季风指数 (I_G)，1981~1990 年平均比 1971~1980 年平均低 15%。中国气象局曾按文献 [2] 中的方法计算了夏季风指数^[6]，1981~1990 年平均比 1971~1980 年低 17%。而且，根据灾害图集^[3]，20 世纪 80 年代中国东部雨涝范围也显著低于前 10 年。凡此种种证据表明， I_N 所反映的这 20 年的夏季风强度的减弱是可信的，所以，1951~2000 年全部采用了 NCEP 的 SLP 资料计算夏季风指数。不过这里与文献 [2] 不同的是，不再计算 4~9 月的指数而改用 6~8 月，这是为了可以与夏季 (6~8 月) 气候变化直接比较。1951 年之前则采用英国的 SLP 资料。

但是，NCEP 的 SLP 资料与英国 SLP 资料之间有系统误差，用后者计算的 $\sum \Delta P$ 系统偏低。所以不能直接把 1951 年之前用英国资料计算的 $\sum \Delta P$ 与 1951 年以后用 NCEP 资料计算的 $\sum \Delta P$ 衔接。幸好在 1951~1970 年期间，英国资料与 NCEP 资料有较高的相关 (0.65)。所以，就用这一段时间进行归一化处理。我们已经知道用 NCEP 资料计算的夏季风指数在 1951~1970 年的 20 年中平均为 1.27。因此，只要使在同一时间用英国资料计算的夏季风指数平均也达到 1.27 就可以了。这 20 年用英国资料得到的平均 $\sum \Delta P$ 为 -85.1。如果直接用这个值去除每一年，得到的夏季风指数显然平均为 1.00 而不是 1.27。所以，先把 -85.1 被 1.27 除，得到 -67.1，再用 -67.1 去除每一年英国资料所得的 $\sum \Delta P$ 。这样用英国资料计算的夏季风指数，在这 20 年间平均也达到 1.27。同样用这个值去除 1873~1950 年每一年的 $\sum \Delta P$ ，就得到与 NCEP 归一化的夏季风指数。再与用 NCEP 资料计算的 1951~2000 年的指数连接，就得到 1873~2000 年的夏季风指数序列。但是，计算 1951~2000 年指数时，用于计算指数的平均 $\sum \Delta P$ 是对 1951~2000 年的平均，这样得到的夏季风指数在 1900~1999 年期间平均为 1.14。所以，把原序列再除以 1.14，就得到了一个新序列，这个序列在 1900~1999 年期间平均为 1.00。这就是最后的序列，称为 I_{SM1} ，从 1873 到 2000 年共计 128 年。

北京大学曾绘制了 1873 年到 1980 年 50°S~70°N 的海平面气压图，但是只有 1 月、4 月、7 月、10 月。这份图尽管夏季只有 7 月，无法判断整个夏季 (6 月~8 月) 的情

况，却是与文献 [12] 完全独立建立的 SLP 资料。因此，用这个资料建立夏季风指数序列可以提供独立的信息。为了与前面得到的序列区别，这个序列称为 I_{SM2} 。由于这份 SLP 图为手绘等压线读数，所以没有缺测与十分奇异的数值。不过文献 [5] 中发表的 1960 年数值过低，检查发现是原始 SLP 的误差造成的，这次作了订正。并用 NCEP 1981~2000 年 7 月的 SLP 资料续补，用上面谈到的类似方法做归一化处理，就得到了 7 月的夏季风指数，这个指数在 1900~1999 年的 100 年平均亦为 1.00。 I_{SM2} 与 I_{SM1} 的 128 年序列相关系数达到了 0.52。图 1a、b 给出 1873 年~2000 年的 I_{SM1} 及 I_{SM2} ，它们所反映的夏季风活动有很大的相似性，但也有差别。不过两个曲线反映的总趋势是一致的。由于 I_{SM1} 是用 6~8 月资料计算的，所以以下分析只用 I_{SM1} ，不再用 I_{SM2} ，为了简便只称为 I_{SM} 。

3 1873 年以来夏季风强度的变化

图 1 给出东亚夏季风指数，从图中可以看出，20 世纪后半期夏季风强度的减弱，从更长时间看并非直线趋势，而是一种长周期的波动，19 世纪末到 20 世纪初也有一个夏季风强度较弱的时期。图 2 和图 3（见图版）分别给出 I_{SM} 的功率谱和子波分析。图 2、3 与图 1 配合即可对 I_{SM} 的变化有一个概括的了解。

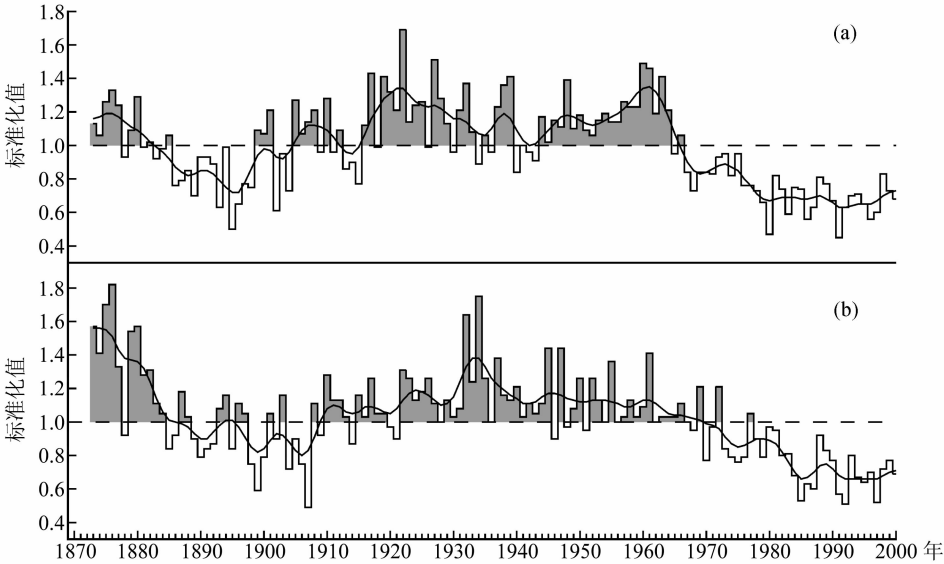


图 1 1873~2000 年东亚夏季风指数
(a) I_{SM1} ；(b) I_{SM2}

首先，功率谱分析(图 2)表明最主要的周期长度在 80 年左右。20 世纪 10 年代到 60 年代为强夏季风阶段，10 年代之前及 60 年代以后为弱夏季风阶段。朱锦红等^[14]发现 530 年华北的夏季旱涝有 80 年的周期性变化，同时长江下游也有类似的变化，但是北京的旱涝与南京的旱涝变化位相相反。竺可桢^[15]早在 30 年代就指出东亚夏季风与华北及长江下游降水变化的相反关系。这样近 128 年的 I_{SM} 的 80 年周期，得到了 530 年旱涝

资料证明。这说明 80 年周期有一定的稳定性。

分析图 3，发现 I_{SM} 还有约 40 年的周期。近 128 年中夏季风在这个谱段的峰值在 1880 年之前，1910~1925 年、1955~1965 年及 1995 之后，当然，由于子波分析的边缘效应，图 3 两端特别在低频部分可靠性不大。但是大体上有这 4 个夏季风相对强的阶段问题是不大的。这几个峰值在图 1 中也可以看出来。实际上这在中国降水的变化上也有反映^[16]。在《中国气候灾害分布图集》^[3]中就指出东亚夏季风指数与全国春、夏、秋三季合计的雨涝面积有较高的相关，夏季风强时雨涝范围较大。根据中国东部 35 个站的降水量序列^[16]，20 世纪 10 年代及 50 年代降水偏多。19 世纪末与 20 世纪末降水亦有增加趋势，大体上与夏季风 40 年周期中的强季风阶段相吻合。当然，夏季风 80 年周期可能更强一些。从图 3 也可看出，1960 年前后的强季风在 80 年周期与 40 年周期是一致的，所以反映就突出一些。对华北降水量变化的分析^[9]也表明这是一个华北明显的多雨期。但 1910~1925 年在 40 年周期为强季风而 80 年周期为弱季风，所以，除了在 20 世纪 10 年代前期降水有所增加外，一直到 20 世纪 20 年代后期降水才又有增加。但是，上海在 20 世纪 20 年代到 30 年代及 60 年代降水是比较少的^[17]。近来，华北地区的持续干旱^[18]则与夏季风的持续偏弱有关。由此看来，东亚夏季风在过去 128 年中有明显的年代际变化，其主要特征为大约 80 年的周期变化，也还有约 40 年的周期变化，这些变化在中国东部的降水变化上有清楚的反映。

由于图的比例关系，图 3a 显示不出高频变化的细节。因此，图 3b 给出 2 年到 10 年谱段的子波分析。可以看出高频变化集中在两个谱段：8 年~10 年及 2 年左右。8 年~10 年的准周期性变化，由于周期长度不稳定，因此功率谱图上看不出来。从功率谱图（图 2）可见在 2.35 年有一个微弱的峰值。

4 东亚夏季风对中国气候影响

为了说明夏季风长期变化对中国气候的影响，我们作了 1881~1910 年、1911~1940 年、1941~1970 年及 1971~2000 年 4 个 30 年中国东部夏季（6~8 月）平均气温及季降水量距平，所有的距平均对 1900~1999 年平均计算（图 4）。用 30 年平均作为一个时间单位，是为了与国际上气候值用 30 年平均一致。这 4 个 30 年的 I_{SM} 平均值分别为 0.92、1.17、1.12、0.72。1881~1910 年和 1971~2000 年两个 30 年是弱季风时期，中国东部气温偏低。1911~1940 年和 1941~1970 年两个 30 年是强季风时期，中国东部气温以偏高为主，不过由于大气环流，如副热带高压等系统的影响，高温出现地区有所不同。两个弱夏季风的 30 年中国东部降水自北向南为负、正、负分布，而两

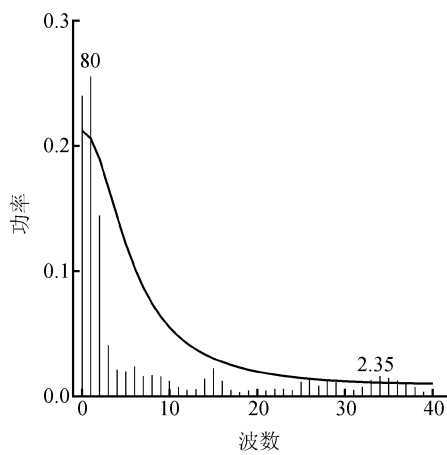
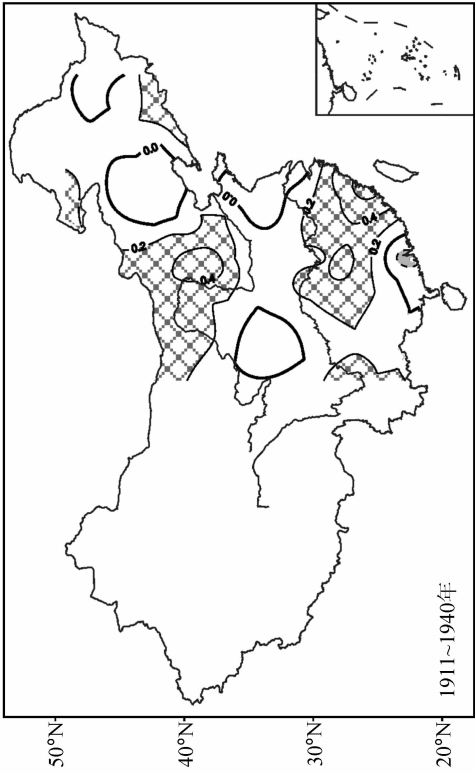
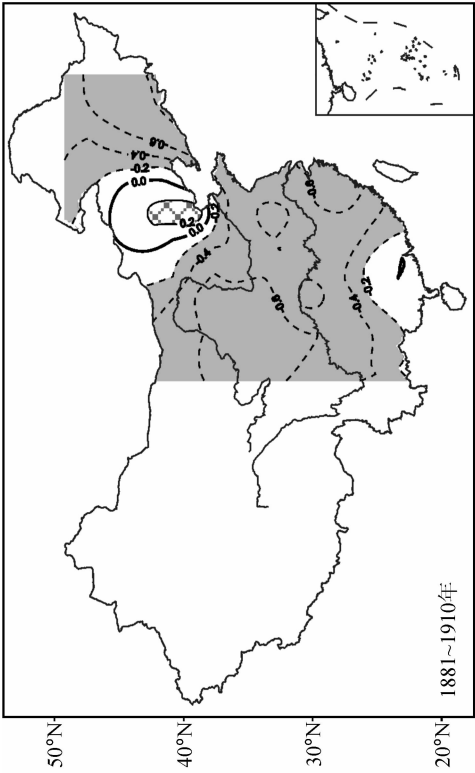
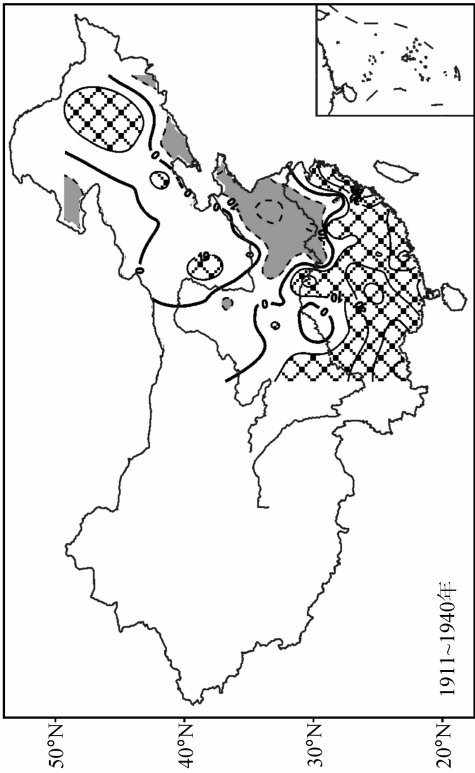
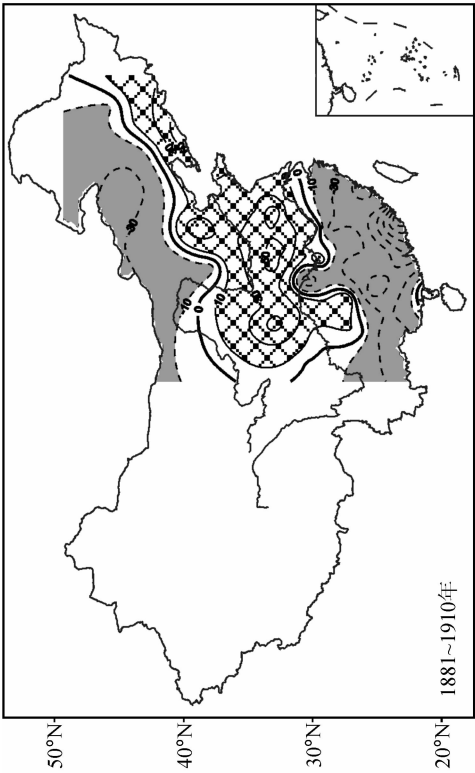


图 2 1873~2000 年 I_{SM} 功率谱分析



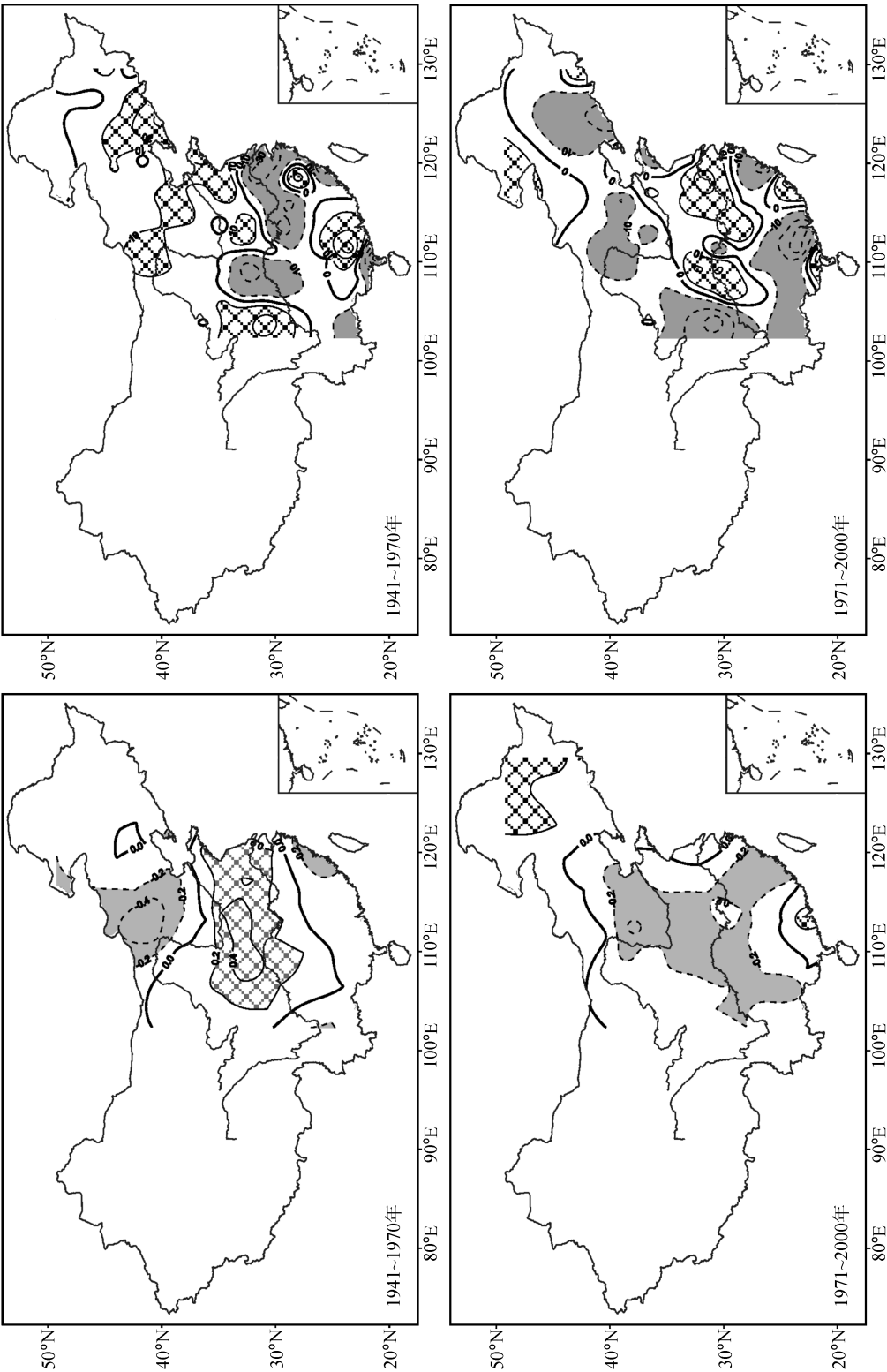


图 4 中国东部 71 站 30 年平均夏季气温 (左)、降水量 (右) 距平图

个强夏季风的 30 年，则呈正、负、正分布。夏季风强时中国北方多雨，且容易出现两个雨带；夏季风弱时，江淮多雨。

至于东亚夏季风与中国气候年际变化之间的关系，则要比年代际变化复杂得多。以中国夏季降水为例，除了南面的夏季风之外，东面的副热带高压、北部的中纬度冷空气、西部的高原上空环流均有影响^[6]。这里以季风与副高的影响为例来说明这个问题。中国气象局国家气候中心设计了三个描述副热带高压活动的指标，即副高强度、西伸脊点及北界，分别反映副热带高压强度、东西位置及南北位置^[6]。由于副热带高压的变化与夏季风活动有相当大的独立性，除了季风强时副高多偏北、季风弱时副高多偏南这一关系之外，副高强度及东西位置与夏季风指数相关很小^[2]。而副高强度及其东西位置也是影响中国夏季雨带的重要因子，因此，需要同时用夏季风指数和副高来描述中国的降水分布。

例如，1986、1983 年的 I_{SM} 分别为 0.56、0.59，都是夏季风很弱的年，但是前者干旱，后者长江多雨，按旱涝型的研究^[19]分属 5 型及 1b 型^①。分析发现，这两年降水的差异与副高的异常有关。1986 年副高异常弱而偏东，1983 年则强而偏西。从 128 年的 I_{SM} 序列中，选出 12 个季风强的年及 12 个季风弱的年，可以看出无论是弱季风年还是强季风年中国东部的降水异常分布仍有分歧。弱季风组内又可分为两类，一类为 1b 型，另一类为 4 型或 5 型。慕巧珍等^[20]用统计方法及气候模拟，重建了 1880 年以来的副热带高压指数序列，因此有可能研究包括 1951 年以前的副热带高压与季风对中国降水的共同影响。表 1 及表 2 给出弱季风的 10 年作为例子，这 10 年分为两类：弱季风弱副高，弱季风强副高。同样，强季风年也分为两类：表 3 为强季风强副高，表 4 为强季风弱副高。这里，副热带高压均用中国气象局国家气候中心所使用的单位：强度为点数的加权平均，西界为经度，正偏东、负偏西，北界为纬度，正偏北、负偏南。图 5a~d 分别给出这 4 种组合时的降水量距平。图 5a 表明弱季风、副高弱且偏东时，中国东部长江及其以南均少雨；华北北部这时可能受中纬度西风带影响多雨，但正距平微弱。图 5b 为弱季风、强副高，这时副高多偏西，长江流域多雨，华北及华南少雨。图 5c 为强季风、强副高，这时副高多偏西偏北，中国东部常有两个雨带，一个在华北，一个在中国东南部，这时长江流域往往少雨，属于旱涝型中的 3 型。图 5d 为强季风、弱副高，这时副高又多偏东，因此与图 5c 相比，华北的雨带不见了，但东南的多雨区仍保留。

表 1 夏季风、副热带高压指数与旱涝型
(弱季风弱副高)

	I_{SM}	副高强度	西伸脊点	副高北界	旱涝型
1895 年	0.50	−11.9	17.7	−3.9	4
1902 年	0.61	−2.2	2.7	−1.5	5
1967 年	0.84	−17.9	7.1	−1.3	4
1978 年	0.73	−12.6	7.4	0.0	3
1986 年	0.56	−12.6	14.7	−2.3	5
平均	0.65	−11.4	9.9	−1.8	

表 2 夏季风、副热带高压指数与旱涝型
(弱季风强副高)

	I_{SM}	副高强度	西伸脊点	副高北界	旱涝型
1896 年	0.65	12.2	−3.0	−0.1	1b
1980 年	0.47	28.7	−12.9	0.7	1b
1983 年	0.59	32.4	−17.6	−0.6	1b
1987 年	0.63	21.7	−14.3	−1.0	1b
1998 年	0.83	52.1	−24.3	0.0	1a
平均	0.63	29.4	−14.4	−0.2	

① 1a 型中国东部多雨，1b 型长江多雨，2 型南多北少，3 型长江少雨，4 型北多南少，5 型中国东部少雨。

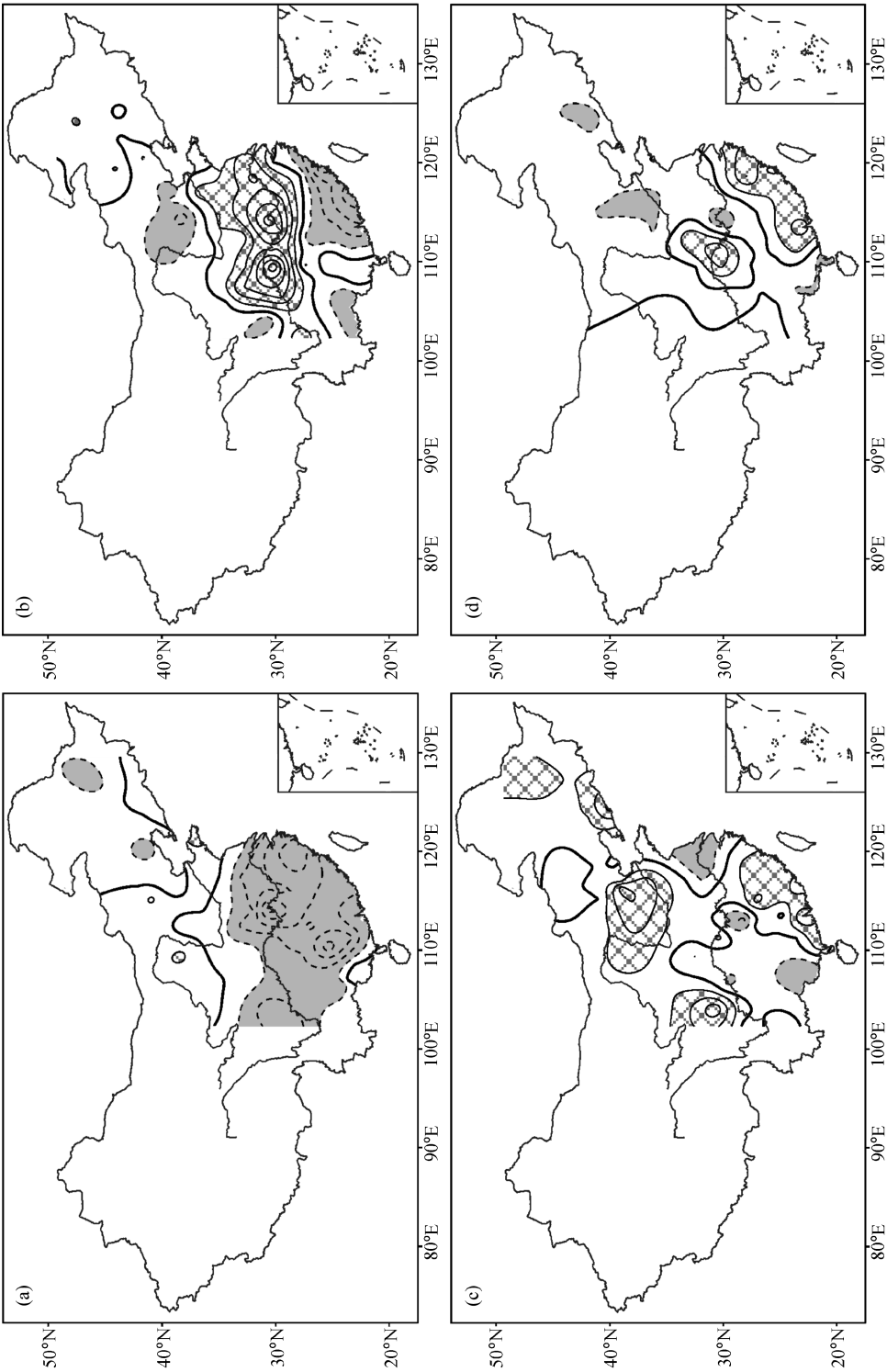


表 3 夏季风、副热带高压指数与旱涝型
(强季风强副高)

	I_{SM}	副高强度	西伸脊点	副高北界	旱涝型
1901 年	1.21	12.7	—5.9	—0.3	1a
1932 年	1.37	11.6	—7.6	1.0	3
1937 年	1.23	17.2	—9.3	3.1	3
1961 年	1.46	4.4	—10.9	3.4	3
1963 年	1.41	6.7	—4.6	2.4	4
平均	1.34	10.5	—7.7	1.9	

表 4 夏季风、副热带高压指数与旱涝型
(强季风弱副高)

	I_{SM}	副高强度	西伸脊点	副高北界	旱涝型
1880 年	1.29	—3.9	21.8	—2.8	2
1919 年	1.41	—15.9	11.2	—0.7	2
1920 年	1.32	—41.2	28.5	—1.7	2
1948 年	1.39	—5.6	5.8	0.3	2
1950 年	1.18	—11.7	16.0	—2.0	3
平均	1.32	—15.7	16.7	—1.4	

综合分析图 5 与表 1~4, 可见夏季风与副高的强弱组合成四类: 弱季风、弱副高, 旱涝型为 4 型或 5 型, 即降水北多南少, 以少为主; 弱季风、强副高, 旱涝型为 1b 型或 1a 型; 强季风、强副高, 旱涝型为 3 型, 两个雨带; 强季风、弱副高, 旱涝型以 2 型为主, 降水南多北少。当然, 这并不是说中纬度西风带及高原环流对中国夏季降水分布没有影响, 同时季风与副高也不是年年都有同样的重要性, 有时异常较大影响可能就大, 有时异常不大, 则其他因子的影响就突出了。不过, 无论如何夏季风是影响中国夏季降水的一个十分重要的因子, 这是没有疑问的。

5 结 论

- (1) 分析 1873~2000 年的东亚夏季风指数 (I_{SM}) 序列表明, 夏季风有约 80 年的周期性变化, 目前正处于弱夏季风阶段。
- (2) I_{SM} 序列还有 40 年、8~10 年以及准 2 年的周期性变化, 但影响均不如 80 周期明显。
- (3) 1881~1910 年、1911~1940 年、1941~1970 年及 1971~2000 年 4 个 30 年平均 I_{SM} 为 0.92、1.17、1.12 及 0.72。1881~1910 年和 1971~2000 年两个 30 年为弱季风, 1911~1940 年和 1941~1970 年为强季风。
- (4) 1881~1910 年和 1971~2000 年两个 30 年, 中国东部气温低, 降水自北向南为负、正、负分布; 1911~1940 年和 1941~1970 年两个 30 年, 中国东部气温高, 降水自北向南为正、负、正分布。中国气候的年代际变率反映了夏季风年际变化的影响。
- (5) 夏季风是影响中国夏季降水分布的重要因子, 但不是唯一的因子。这在夏季风和降水的年际变化关系上反映最明显。夏季风弱(强)时, 因副热带高压的弱(强)而可以造成 4 类不同的降水分布。

参 考 文 献

1 高由禧、徐淑英, 东亚季风进退与雨季的起迄, 见: 高由禧等著, 东亚季风的若干问题, 北京: 科学出版社, 1962, 78~87.

2 郭其蕴, 东亚夏季风强度指数及其变化的分析, 地理学报, 1983, **38** (3), 207~217.

3 中国科学院大气物理研究所、中国科学院国家计划委员会地理研究所、国家气象局国家气象中心, 中国气候灾害分布图集, 北京: 海洋出版社, 1997, 103pp.

4 赵汉光、张先恭, 1996, 东亚夏季风和我国夏季雨带的关系, 气象, 1996, **22** (4), 8~12.

5 Guo Qiyun, The East Asia monsoon and the southern oscillation, 1871—1980, Eds. Ye Duzheng et al., *The Cli-*

- mate of China and Global Climate, Beijing: China Ocean Press, Spinger-Verlag, 1987, 249~255.
- 6 赵振国主编, 中国夏季旱涝与环流场, 北京: 气象出版社, 1999, 297pp.
- 7 郭其蕴, 东亚夏季风在 60 年代中期的突变及其对中国气候的影响, 见: 施雅风等著, 中国气候与海面变化研究进展, 北京: 海洋出版社, 1992, 43~44.
- 8 黄荣辉、徐予红、周连童, 我国夏季降水的年代际变化及华北干旱化趋势, 高原气象, 1999, **18** (4), 465~475.
- 9 张庆云, 1880 年以来华北降水及水资源变化, 高原气象, 1999, **18** (4), 486~495.
- 10 Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistker et al., The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1996, **77**, 437~471.
- 11 郭其蕴、蔡静宁、邵雪梅等, 东亚季风的年代际变率对中国气候的影响, 地理学报, 2003, **58** (4), 569~576.
- 12 Basnett, T. A., and D. E. Parker, Development of Global Mean Sea Level Pressure Data Set GMSLP2, Climatic Research Technical Note, Bracknell, U K, Hadley Centre, Meteorological Office, 1997, No. 79.
- 13 王绍武, 近 90 年大气环流的振动 (上), 气象学报, 1994, **34** (4), 486~506.
- 14 Zhu Jinhong, and Wang Shaowu, 80a-oscillation of summer rainfall over the east part of China and East-Asian summer monsoon, *Adv. Atmos. Sci.*, 2001, **18** (5), 1043~1051.
- 15 竺可桢, 东南季风与中国之雨量, 竺可桢文集, 北京: 科学出版社, 1979, 283~297.
- 16 王绍武、龚道溢、叶瑾琳等, 1880 年以来中国东部四季降水量序列及其变率, 地理学报, 2000, **55** (3), 281~292.
- 17 朱锦红、王绍武, 年代际气候变率, 见: 王绍武主编, 现代气候学研究进展, 北京: 气象出版社, 2001, 365.
- 18 陈烈庭, 华北各区夏季降水年际和年代际变化的地域性特征, 高原气象, 1999, **18** (4), 477~485.
- 19 王绍武、赵宗慈, 近五百年我国旱涝史料的分析, 地理学报, 1979, **34** (4), 329~341.
- 20 慕巧珍、王绍武、朱锦红等, 近百年夏季西太平洋副热带高压的变化, 大气科学, 2001, **25** (6), 787~797.

Studies on the Variations of East-Asian Summer Monsoon during A D 1873~2000

Guo Qiyun¹⁾, Cai Jingning²⁾, Shao Xuemei¹⁾, and Sha Wanying¹⁾

1) (Institute of Geographical Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101)

2) (Department of Atmospheric Sciences, School of Physics, Peking University, Beijing 100871)

Abstract Summer monsoon indices (I_{SM}) for the period of 1873–2000 is calculated according to sea level pressure (SLP) data set provided by Meteorological Office of the United Kingdom and NCEP. Variability of I_{SM} is examined by using of power spectrum analysis and wavelet transformation. It indicates that 80-a periodicity predominates over the whole period studied, but 40a, 8-10a and quasi-biennial oscillation can also be found in some time interval. Present time is being in the weak monsoon period. Summer temperature and precipitation anomaly maps for the period of 1881–1910, 1911–1940, 1941–1970 and 1971–2000 show that temperature was in general higher (lower) in east China, and precipitation was more (less) in the north and south while less (more) in the middle China when I_{SM} was stronger (weaker) than the normal. On interannual time scale subtropical high can also influence on the precipitation distribution over east China.

Key words: East-Asian summer monsoon; interdecadal variability; interannual variability