

近 40 年东亚夏季风及我国夏季 大尺度天气气候异常*

施 能 朱乾根 吴彬贵

(南京气象学院气象系, 南京 210044)

摘 要 定义了一个反映东亚夏季大尺度季风强度的指数, 计算了夏季逐月及季的东亚季风指数 (1873~1989 年)。用近 40 年资料研究了东亚夏季风与我国夏季大尺度天气的关系。指出, 强夏季风时, 我国夏季大范围高温。东亚夏季风与我国夏季降水的关系则表现在夏季雨带的南北位置上。强夏季风时, 雨带偏北。夏季雨带位置偏南均与弱季风有关。长江中下游夏季的涝年与弱季风有关, 而强夏季风时, 长江中下游经常是旱年。最后, 研究了强、弱夏季风年时的北半球 500 hPa 环流异常特征, 结果表明, 东亚夏季风强度是造成我国夏季气温、降水异常的主要原因。

关键词 东亚夏季风 强度指数 雨带 长江中下游

1 引言

季风对我国及世界天气影响很大。关于东亚季风, 我国气象工作者已做了不少工作^[1~15], 包括季内变化、年际变化以及季风气候问题。然而, 由于缺少能较好地反映东亚大尺度夏季季风强度的长序列资料, 所以尚不能较完整地研究气候变化及年际变化。我国夏季降水在空间分布上经常出现大范围的旱涝相反的特征, 因此不能根据雨量多少定义东亚夏季风强度。曾经有多种方法试图建立东亚夏季风强度指数, 但皆是 1980 年以前的工作。许多结果有待进一步研究。例如, 文献[10]认为 1954 年是强夏季风年, 并以此解释 1954 年长江中下游的大涝, 但是却无法说明为什么在强夏季风下该年我国是冷夏年。文献[11]将 1954 年作为正常夏季风年。目前, 对近 40 年特别是 1980 年以后, 东亚夏季风哪些年强? 哪些年弱? 并无肯定的结果。我们认为, 定义夏季风强度, 除了立足大尺度、有明确的物理意义以外, 所得的结果要能很好地解释夏季气温、降水异常。看来, 用纬向海平面气压差定义季风强度是适宜的, 因为海陆之间海平面气压差大时, 季风就强, 而多年平均的海陆海平面气压差在冬、夏季是相反的。文献[12]用伊尔库茨克和根室 (Nemuro) 的冬季海平面气压差反映了较高纬度冬季风的强度。文献[11]用 10°N ~ 50°N , 每 10 个纬度 110°E 减 160°E 的海平面气压差值小于等于 -5 hPa 的所有测值之和表示夏季风强度。本文采用文献[11]的思路, 并作了若干改进 (详见第 2 节), 建立了东亚夏季风 6、7、8 逐月及夏季 (6~8 月) 的东亚夏季风强度指数, 并用近 40 年资料研究夏季风与我国夏季大尺度天气气候异常问题。关于用百年资料研究季

1994-11-10 收到, 1995-02-25 收修改稿

* 获国家自然科学基金资助 (编号 49475265)

风及我国天气气候变化问题, 要素的年代际变化以及要素之间相关关系的年代际变化问题, 我们将另文研究。

2 资料与方法

2.1 资料

利用英国气象局整理的北半球 1873~1990 年逐月海平面气压资料。对 110°E, 160°E 的缺测资料用邻近纬、经度的测值内插。夏季的海平面气压资料取 6、7、8 月的平均值。

2.2 东亚夏季风强度

将月或季的东亚季风强度指数定义为 20~50°N, 7 个纬带 (间隔 5°) 的纬向标准化的海平面气压差 (用 110°E 减 160°E) 之和, 并将和再进行一次标准化处理, 即

$$I_t = \sum_{i=1}^n (p_{11i}^* - p_{21i}^*), \quad I_t^* = \frac{I_t - \bar{I}}{\sigma_I},$$

上式中 $i=1, 2, \dots, 7$ (纬带), $t=1, 2, \dots, 117$ (年) (1873~1989), $\bar{I}, \sigma_I$ 表示 I 的平均值与均方差。* 为标准化处理。 p_{11i}^*, p_{21i}^* 分别是 110°E, 160°E 的第 i 纬带第 t 年的标准化海平面气压值。

上述的定义方法与文献[11]相比, 有两点区别。第一, 纬度范围改为 20~50°N, 针对我国, 范围小些。第二, 算法上略有区别, 并采用二次标准化处理。第一次标准化处理可防止各纬带气压均方差不均匀造成的不合理现象。第二次标准化处理是为了消去单位, 提供标准化数据资料, 这次计算, 并不改变数据 I 之间已存在的强、弱关系。分别用 6、7、8 月以及 6~8 月的平均值计算出 I_t^* 的值 (1879~1989)。表 1 给出 1950~1989 年的夏季风强度距平值。指数距平是相对 1950~1989 年的平均值计算的。

表 1 东亚夏季风指数距平 (1950~1989)

年	6	7	8	夏	年	6	7	8	夏
1950	-0.26	-1.29	0.39	-0.54	1970	1.08	0.20	-0.89	0.15
1951	0.37	1.22	-1.36	0.11	1971	0.34	-0.45	1.01	0.63
1952	0.31	-0.30	1.52	0.65	1972	-0.22	-0.21	-0.17	-0.29
1953	0.67	-0.30	-0.76	-0.20	1973	-0.20	0.05	-0.50	-0.33
1954	0.13	1.09	-0.59	0.19	1974	0.28	0.72	0.69	0.82
1955	0.71	-0.37	-0.13	0.08	1975	-0.75	0.32	-0.87	0.71
1956	0.51	0.29	1.04	0.84	1976	0.49	0.28	0.66	0.60
1957	0.67	0.01	0.01	0.30	1977	-0.64	-0.38	0.24	-0.34
1958	-0.07	-0.74	0.96	-0.03	1978	-0.51	0.04	-0.14	-0.38
1959	0.28	-0.52	0.04	-0.02	1979	0.08	0.76	-0.07	0.31
1960	-1.08	0.67	-1.41	-0.97	1980	0.23	0.92	1.32	1.14
1961	-0.42	-0.99	-0.71	-0.88	1981	-0.05	-1.36	-0.48	-0.94
1962	0.36	-0.57	0.73	0.28	1982	0.64	0.06	-0.85	-0.05
1963	-0.07	-0.14	-0.29	-0.25	1983	0.72	-0.43	0.14	0.23
1964	0.36	0.77	-1.22	0.02	1984	-1.92	0.78	0.48	-0.27
1965	0.11	0.35	0.73	0.74	1985	-0.79	0.89	-1.73	-0.74
1966	-0.54	0.53	-0.09	-0.11	1986	-0.44	1.10	1.64	1.11
1967	0.60	-0.19	1.09	0.86	1987	-0.13	0.21	-0.14	0.05
1968	0.23	0.31	0.95	0.64	1988	-0.36	-1.53	-0.71	-1.25
1969	-0.19	-0.85	1.24	0.17	1989	-0.51	-0.81	-1.72	-1.54

3 东亚夏季风强度与我国夏季大尺度气温异常

由于夏季多年平均的海平面气压在大陆上是热低压, 在海上是副热带高压, 所以表 1 中大的正值表示弱夏季风, 绝对值大的负值, 则表示强夏季风。首先, 表 1 的夏季及逐月强度指数之间存在较好的正相关, 相关系数如表 2。

表 2 夏季及逐月强度指数之间的相关系数

	7 月	8 月	夏季
6 月	0.278	0.176	0.691
7 月		0.283	0.721
8 月			0.696

表 3 是夏季及逐月的东亚季风指数与我国气温的同期相关。可以看出, 它们呈负相关, 160 个测站中负相关占 140 个左右。这表明, 指数值小时 (强季风), 气温高, 有明显的天气气候意义。

表 3 夏季及逐月东亚季风指数与我国 160 个测站气温的相关 (1951~1989)

站数	6 月	7 月	8 月	夏季
负相关站数	141	135	147	141
达 0.01 信度	2	40	27	12
达 0.05 信度	19	73	74	50

图 1 给出夏季风指数与我国东部 (约 147 个测站) 气温的相关图。由于 95°E 以西未发现有高相关的结果, 图 1 只给出我国东部的结果。

图 1 几乎全部是负相关, 表明强夏季风时, 我国大范围夏季高温。7 月份的相关图 (略) 与图 1 相似, 但强负相关集中在黄河以南、长江以北及长江中上游地区, 呈东北—西南带状走向。图 2a 是 7 月份从淮河流域经长江中上游到西南地区共 18 个测站¹⁾的月平均气温与 7 月份夏季风指数的时间演变曲线, 反相关达 -0.54。该区域 1953、1958、1959、1961、1971、1978、1981 和 1988 年的 7 月份炎热高温都有一指数的负值或指数谷 (强季风) 与其对应。相反, 1954、1968、1976、1980、1986 和 1987

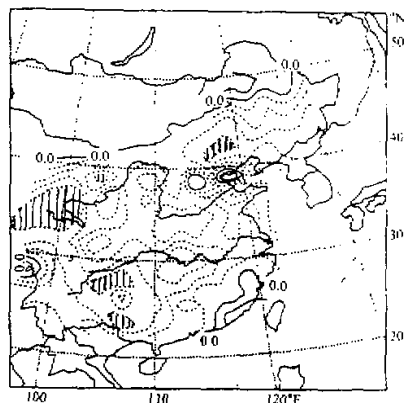


图 1 夏季风指数与我国东部气温的相关
间隔 0.1, 虚线代表负值, 单斜线区绝对值大于 0.40

1) 它们是: 潍坊、徐州、阜阳、南阳、信阳、南京、安庆、九江、钟祥、岳阳、宜昌、遵义、西阳、汉口、常德、康定、毕节、雅安

年的 7 月份低温则对应指数的正值或指数峰。图 2b 是夏季东北南部及华北北部 8 站¹⁾夏季的季平均气温与夏季风指数的时间演变曲线, 负相关也非常明显, 达 -0.47 。

4 东亚夏季风与我国夏季降水

4.1 夏季降水

东亚季风与我国夏季降水的关系并不象气温那样呈一致的负相关, 而是具有很明显的区域特征。图 3b 是夏季风指数与我国东部夏季降水的相关。图中虚线为负值。由该图看出, 华南南部及东南沿海是负区; 向北是正区, 西部北界到长江中上游, 东部到黄河以南的江淮流域是大片正区, 走向呈东北-西南向; 再向北又是负区, 包括华北的中部、北部及渤海湾。这个结果的天气气候意义是非常清楚的, 因为强季风时, 副高位置偏北, 造成黄河以南、长江中下游以及长江上游以南大片地区降水偏少, 而其北面的地区降水偏多。图 3a 是 7 月季风指数与 7 月降水的相关, 正负相关分布具有明显的区域特征。所以, 东亚夏季风对我国夏季降水的影响与地理区域有关, 脱离具体的地理区

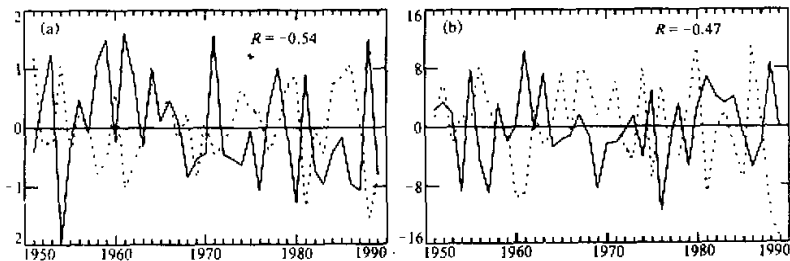


图 2 7 月份 (a)、夏季 (b) 区域平均的气温 (实线) 与季风指数 (虚线) 距平演变曲线
气温单位: $^{\circ}\text{C}$, (b) 的纵坐标已扩大 10 倍

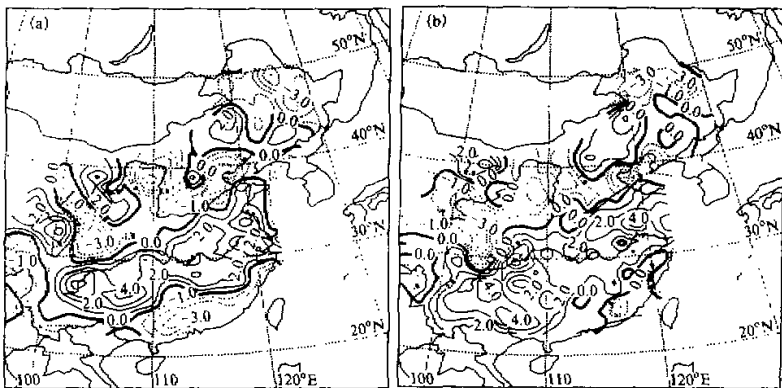


图 3 季风强度指数与降水的同期相关
(a) 7 月, (b) 夏季, 等值线间隔 1.0, 相关系数已扩大 10 倍

1) 它们是: 通化、沈阳、朝阳、营口、赤峰、林东、多伦、丹东

域, 谈东亚夏季风对我国夏季旱涝的影响是不适宜的。

图 4a 是 7 月季风指数 (虚线) 与长江流域及以南 14 个测站¹⁾7 月平均降水量的时间演变曲线, 正相关达到 0.44。表明 7 月份弱季风时, 该区域多雨, 雨带位置较偏南。图 4b 是我国夏季 21 个测站²⁾平均降水量与夏季风指数的时间演变曲线。区域正相关系数高达 0.54, 图中的峰、谷年均对应很好, 表明弱夏季风时, 夏季多雨区所在的区域。

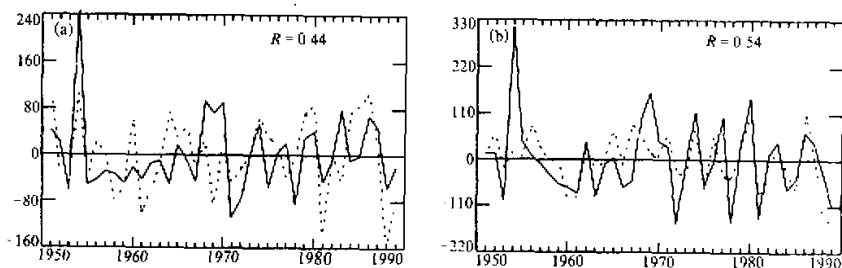


图 4 7 月份 (a)、夏季 (b) 区域平均的降水 (实线) 与季风指数 (虚线) 距平演变曲线
降水单位: mm, 季风指数已扩大 100 倍

4.2 夏季雨带

据文献[13]的研究, 我国夏季东部雨带位置表现为三种型式。这三种雨带型式的主要特征是: 一类雨型多雨带位于黄河流域及其以北, 江淮流域大范围少雨; 二类雨型多雨带位于黄河至长江之间, 雨带中心一般在淮河流域一带, 雨带位置居中; 三类雨型多雨带位于长江流域或江南, 位置最偏南。表 4 给出了 1951~1989 年夏季风指数距平 (已大到小排列) 及对应的雨型。由表 4 看出:

(1) 当我国夏季为三类雨型时, 夏季风指数全是正距平, 即为相对弱的夏季风年, 12 例无一例外。

(2) 当夏季风距平指数为正时, 大都是三类雨型 (12/21) 或二类雨型 (6/21); 出现一类雨型的可能性很小 (3/21)。当季风正常稍弱 (强度距平 0.05~0.23), 历史上 7 年全是三类雨型。

(3) 当季风指数负距平 (强夏季风时), 只出现一类雨型或二类雨型, 不出现三类雨型, 18 年无一例外, 亦即雨带位置偏北。反之, 当一类雨型时, 又经常是强季风年 (12/15), 只有 3 例与东亚弱夏季风相联系 (1967、1976、1964)。

表 5 是长江中下游 5 站 (汉口、安庆、九江、南京、上海) 夏季大涝大旱年时的雨型及夏季风指数。可以看出大涝时, 均是季风指数正距平 (弱夏季风); 大旱时, 大多数是东亚强季风年, 只有 2 例与弱东亚夏季风相联系。将长江中下游的夏季涝年与强东亚季风联系的观点是不适宜的。因为强大的东亚夏季风将雨带推向更北的黄河流域及以北地区。本文所得的结果除了较合理地解释了我国东部雨型及早涝以外, 与我国夏季气温的关系也是合理的。

1) 它们是: 东台、杭州、九江、长沙、铜祥、南昌、吉安、贵阳、清江、榕江、兴仁、贵溪、恩施、毕节

2) 它们是: 上海、信阳、钟祥、岳阳、广昌、东台、南京、屯溪、九江、南昌、毕节、兴仁、柳州、南宁、会理、昆明、百色、榕江、贵阳、西阳、桂林

表 4 1951~1989 年东亚夏季风指数距平及雨型

年	距平	雨型	年	距平	雨型
1980	1.14	3	1959	-0.02	1
1986	1.11	3	1958	-0.03	1
1967	0.86	1	1982	0.05	2
1956	0.84	2	1966	-0.11	1
1974	0.82	3	1953	0.20	1
1965	0.74	2	1963	-0.25	2
1952	0.65	3	1984	-0.27	2
1968	0.64	3	1972	-0.29	2
1971	0.63	2	1973	-0.33	1
1976	0.60	1	1977	-0.34	1
1979	0.31	2	1978	0.38	1
1957	0.30	2	1975	-0.71	2
1962	0.28	2	1985	-0.74	1
1983	0.23	3	1961	-0.88	1
1954	0.19	3	1981	-0.94	1
1969	0.17	3	1960	-0.97	1
1970	0.15	3	1988	-1.25	1
1951	0.11	3	1989	-1.54	2
1955	0.08	3			
1987	0.05	3			
1964	0.02	1			

表 5 长江中下游大涝、大旱时的夏季风指数及雨型

	大 涝							大 旱						
	1954	1969	1980	1976	1983	1987	1962	1978	1968	1967	1961	1966	1958	
季风指数	0.19	0.17	1.14	0.60	0.23	0.05	0.28	-0.38	0.64	0.86	0.88	-0.11	-0.03	
雨型	3	3	3	1	3	3	2	1	3	1	1	1	1	

5 东亚强弱夏季风与 500 hPa 环流异常

现在我们来研究东亚强、弱季风年时的高空 500 hPa 环流异常特征,并解释夏季天气异常的原因。

为了进行环流场的合成分析,需根据季风指数距平值选出高低指数年。根据表 4 中指数值的自然分区,并避免将临界值选在两个很接近的数值中,选出季风距平值 ≥ 0.60 为高指数年(弱夏季风);距平值 ≤ -0.71 为低指数年(强夏季风),这样,得到

强夏季风年:1989,1988,1960,1981,1961,1985,1975

弱夏季风年:1980,1986,1967,1956,1974,1965,1952,1968,1971,1976

然后对强东亚夏季风 7 年及弱东亚夏季风 10 年分别制作夏季北半球 500 hPa 高度距平合成图(见图 5a、b)以及合成差值图(图 5c,即图 5a 减 5b)。

由图 5a 看出,当东亚强夏季风时,北半球 500 hPa 中高纬度主要距平槽脊为三波型。而与我国天气直接有关的东亚地区环流特征是贝加尔湖至新西伯利亚为强的负距平

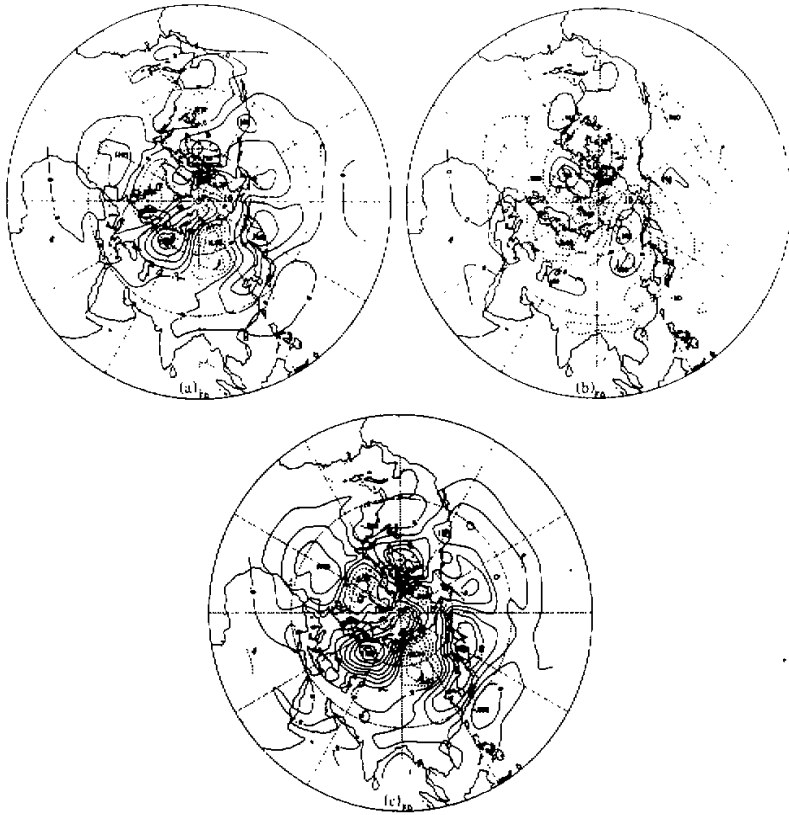


图 5 东亚强 (a)、弱 (b) 夏季风年的 500 hPa 距平合成图及差值图 (c)
虚线为负值, 等值线间隔 0.5, 单位: dagpm (位势什米)

区, t 统计量值为 -2.58, 达 0.05 以上信度。渤海湾是正中心, t 统计量值为 3.22, 达 0.01 以上信度。上述的正距平区向东伸展至堪察加, 向西包括了我国 90°E 以东 20°N 以北的所有地区以及青藏高原、印度部分地区。在西太平洋, 30°N 以南, $120^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 范围又是一负距平区。这种距平场的配置表明, 西太平洋副高偏强且位置偏北、偏西, 东亚副热带锋区位置偏北。在这样的东亚强夏季风环流形势下, 我国夏季气温场必然表现为大范围正距平、雨带位置偏北, 主要出现一类雨型, 不会出现雨带位于江南的三类雨型。事实上, 图 5a 与我国夏季一类雨型时的 500 hPa 高度距平合成图 (参见文献[13]中的图 2a) 是非常吻合的。

图 5b 是弱东亚夏季风时的 500 hPa 距平图。该图显示的距平槽脊分布与强季风时的图 5a 相反。特别是东亚地区更为明显: 首先, 在鄂霍茨克海是正距平区, t 统计量值为 2.26, 达到 0.05 信度。在渤海湾、朝鲜为负距平区, t 统计量值为 -6.47, 达 0.001 的信度。我国大陆也为 500 hPa 高度负距平区。在孟加拉湾以北还有一负中心, t 统计

量为-2.00, 接近 0.05 的信度。在 30°N 以南, $110^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 是相对高值区。上述这些距平分布, 使夏季在鄂霍茨克海多阻塞形势, 孟加拉湾西风气流较强, 副高位置异常偏南, 造成我国夏季低温及雨带位置偏南。需要指出, 图 5b 与我国夏季第三类雨型时的 500 hPa 高度距平成图 (见文献[13]中的图 2c) 是很相似的。

图 5c 是 500 hPa 夏季强季风年减弱季风年的合成图, 可以看出, 在东亚地区, 是差异最显著的地区。

6 结论与讨论

(1) 东亚强夏季风时, 我国夏季高温, 弱夏季风时, 夏季低温。

(2) 东亚夏季风与我国夏季降水的关系具有明显的区域特征。强夏季风时, 雨带偏北, 弱夏季风时, 雨带偏南。我国夏季东部的第三类雨型与弱夏季风相联系, 第一、第二类雨型与强夏季风相联系。

(3) 长江中下游地区的夏季涝年与弱夏季风有关, 强夏季风时, 经常是旱年。

(4) 东亚夏季强弱季风年时, 夏季北半球 500 hPa 具有绝然不同的环流异常分布, 特别是东亚地区。这种环流异常分布特征可以很好地解释我国夏季气温异常及雨带南北位置。

(5) 本文得到了反映东亚夏季风大尺度强度异常的指标, 说明夏季风强度与北半球 500 hPa 环流及我国大尺度天气气候异常有密切的联系。然而, 除了季风本身的强度以外, 季风爆发的迟早、进退的异常变化也是不可忽视的因素。这就需要做更仔细的研究, 例如, 计算出更早时间的季节强度, 或者更短的时间尺度, 如旬、候考虑变化异常。

总之, 研究夏季风在各种时空尺度的变化特征、机理及预报方法, 对我国夏季大尺度降水、气温预报有重要意义。

参 考 文 献

- 1 陈隆勋、朱乾根、罗会邦, 1991, 东亚季风, 北京: 气象出版社, 1~360.
- 2 陶诗言、何诗秀、杨祖芳, 1983, 1979 年夏季风试验期间东亚地区夏季风爆发的观测研究, 大气科学, 7, 347~355.
- 3 竺可桢, 1979, 东南季风与中国之雨量, 竺可桢文集, 北京: 科学出版社, 283~297.
- 4 黄仕松、汤明敏, 1987, 论东亚季风体系, 气象科学, 7, 1~6.
- 5 陆菊中、林春育, 1987, 中国冬夏季风强弱变异与梅雨期旱涝的关系, 气象科技集刊 (11), 北京: 气象出版社, 77~82.
- 6 李崇银, 1991, 大气低频振荡, 北京: 气象出版社, 1~206.
- 7 黄荣辉, 1990, 引起我国夏季旱涝的东亚大气环流异常遥相关及其物理机制的研究, 旱涝气候研究进展, 叶笃正、黄荣辉主编, 北京: 气象出版社, 37~50.
- 8 Shi Neng and Zhu Qiangen, 1993, Studies on the northern early summer teleconnection pattern, their interannual variations and relation to drought / flood in China, *Adv. Atmos. Sci.*, 10(2), 155~167.
- 9 Fu Congbin, 1988, Large signals of climate variation over the ocean in the Asian monsoon region, *Adv. Atmos. Sci.*, 5(4), 389~404.
- 10 林学椿, 1987, 强、弱季风的诊断分析, 气象科技集刊 (10), 北京: 气象出版社, 70~80.

- 11 郭其蕴, 1987, 东亚夏季风强度变化与行星环流联系的可能机制, 气象科技集刊 (10), 北京: 气象出版社, 1~7.
- 12 Hanawa, K. T., Watanabe, N., Iwasaka, T. Suga and Y. Toba, 1988, Surface thermal conditions in the Western Pacific during the ENSO events, *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**(3), 445~456.
- 13 廖基弥, 赵振国, 1992, 我国东部夏季降水分布的季度预报方法, 应用气象学报, **3**, 增刊, 1~9.
- 14 Ding, Y. H. and T.N. Krishnamurti, 1987, Heat budget of the Siberian high and the winter monsoon, *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2428~2449.
- 15 Ding Yihui, 1994, *Monsoon over China*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 419pp.

The East Asian Summer Monsoon in Relation to Summer Large Scale Weather—Climate Anomaly in China for Last 40 Years

Shi Neng, Zhu Qiangen and Wu Bingui

(Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044)

Abstract In this study, the East Asian summer monsoon (EASM) intensity index is defined. The 1873~1989 EASM summer monthly intensity index is calculated. Studies of the relation of the EASM to the rainfall and temperature over China by using the data for the past 40 years show that when a strong monsoon occurs China will experience an extensive high temperature in summer. The EASM effect on summer rainfall in the mainland is displayed in the meridional position of the rainbelt. The position of the summer belt is northward (southward) of its mean when the summer monsoon is strong (weak). Flooding (drought) years over the middle and lower reaches of the Changjiang River are related to the weak (strong) monsoon. Finally, the Northern 500 hPa summer circulation features for the years of the strong and weak EASM are examined and the results indicate that the EASM intensity represents a main factor for the temperature and rainfall anomalies over China in summer.

Key words East Asian summer monsoon intensity index rainbelt middle and lower reaches of the Changjiang River