

文章编号: 1000-2022(2002) 03-0334-08

我国夏季降水与全球气温场的关系

潘蔚娟¹, 施 能¹, 谌 芸²

(1. 南京气象学院 大气科学系, 江苏 南京 210044;

2. 青海省气象科学研究所, 青海 西宁 810001)

摘 要: 用蒙特卡罗的相关方法研究我国夏季大尺度降水与全球气温场关系, 发现我国夏季大尺度降水与全球气温场有密切相关, 以同期相关为最密切; 除与热带西太平洋、东太平洋等海域有密切相关外, 还与欧洲东部、北美洲东北部以及东亚等内陆地区的不同季节气温场有关系。研究还表明, 印度洋地区春季气温和北美洲北部及北太平洋西南部夏季气温偏高时, 长江中下游夏季易涝。且它们与长江中下游夏季降水的相关均有阶段性, 相关密切程度随时间有所增强。

关键词: 夏季降水; 全球气温场; 蒙特卡罗的相关方法

中图分类号: P468.0 **文献标识码:** A

长期以来对我国夏季降水的研究更多的是注意海温、西风带环流、海冰、季风以及高原雪盖及副高等因子的作用^[1-4]。许多研究表明气温与后期降水有着密切的关系, 全球气温场应该包含着预报降水的信息。周子康等^[5]分析了近 40 a 全球气候变暖、降水减少的背景下, 中国气候的响应特点是北方为暖—干型, 长江流域为冷—湿型, 华南大部为弱暖—干型。张素琴等^[6]通过对 1951—1991 年的我国夏季降水与全球气温的关系进行了分析, 得到在未来全球变暖(或变冷)的情况下夏季降水的长周期演变状况: 以我国的半干旱区的中轴为界, 在此线以北以西的西北、内蒙和东北东部, 降水量与全球温度为同步演变趋势, 在此线以南以东, 除长江中下游干流区和东南沿海小部分地区之外, 大部分地区降水量与全球温度变化趋势相反, 并认为这种宏观分布对全球温度变化的响应与东亚夏季风的强弱变化有关。这些研究着重讨论我国夏季降水与全球气温的关系, 较少涉及与全球气温场的关系。

Rajeevan 等^[7]研究了印度季风降水与全球气温场的关系, 认为全球气温场对印度季风降水有重要影响, 并着重讨论了对降水有重要影响的区域。本文将应用 1930 年以来的长序列资料, 对全球季气温场与我国夏季大尺度降水的关系作初步的探讨, 得出与我国夏季降水有密切关系的区域, 并就气温场对夏季降水的影响机制作了讨论。另外还讨论了长江中下游夏季降水与对其有重要影响的区域的气温序列的关系。

收稿日期: 2001-09-20; 改回日期: 2001-12-26

基金项目: 国家自然科学基金项目 49875019

第一作者简介: 潘蔚娟(1976-), 女, 广东清远人, 硕士, 现在广东省气象局气候应用研究所工作。

1 资料及计算方法

1.1 资 料

- (1) Jones^[8]整理的全球 5×5 网格月平均地表面温度距平资料, 其范围是: $177.5^{\circ}\text{W} \sim 0^{\circ} \sim 177.5^{\circ}\text{E}$, $12.5^{\circ}\text{S} \sim 67.5^{\circ}\text{N}$, 经纬网格为 72×23 个格点, 时间范围为 1930-01—1998-12。冬季用 12 月至次年 2 月的平均, 为 68 a; 春、夏、秋分别用 3—5 月、6—8 月、9—11 月的平均, 为 69 a。
- (2) 1951—1998 年的全国 160 个基本站的夏季 6—8 月总降水量资料。
- (3) 1885—1998 年长江中下游夏季降水量资料, 该资料是上海、南京、汉口、九江及安庆(或芜湖)5 个测站 6—8 月降水量平均而得。

1.2 计算方法

用 x_i 表示样本量为 n 的某一气候变量, 用 t_i 表示 x_i 所对应的时间, 建立 x_i 与 t_i 的一元线性回归方程时, 变量 x_i 与变量 t_i 的相关系数 r 为趋势系数, 趋势系数 r 表示变量与时间的密切程度。

分析单变量与场的相关时, 必有一些相关系数能达到较大的数值、通过统计检验, 但这并不能说明此单变量与该场就存在相关。本文运用蒙特卡罗试验的检验方法^[9-10], 给出单变量与 1930—1998 年东半球季气温场相关的达到各显著性水平的格点数标准(如表 1, 总格点数为 828, 序列长 68 a), 以及与 1951—1998 年全球季气温场相关的各显著性水平的格点数标准(如表 2, 总格点数为 1 656, 序列长 48 a)。

表 1 单变量与 1930—1998 年东半球季气温场相关达到各显著性水平的格点数标准

季节	显 著 性 水 平		
	0.05	0.01	0.001
冬季	65(7.9 %)	27(3.3 %)	7(0.8 %)
春季	63(7.6 %)	27(3.3 %)	6(0.7 %)
夏季	63(7.6 %)	24(2.9 %)	8(0.9 %)
秋季	65(7.9 %)	25(3.0 %)	7(0.8 %)

注: 括号内为标准格点与总格点(828)的百分比。

表 2 单变量与 1951—1998 年全球季气温场相关达到各显著性水平的格点数标准

季节	显 著 性 水 平		
	0.05	0.01	0.001
冬季	147(8.8 %)	50(3.0 %)	12(0.7 %)
春季	124(7.5 %)	39(2.4 %)	11(0.7 %)
夏季	109(6.6 %)	34(2.1 %)	11(0.7 %)
秋季	134(8.1 %)	60(3.6 %)	14(0.8 %)

注: 括号内为标准格点与总格点(1 656)的百分比。

2 我国夏季大尺度降水与全球气温场的关系

2.1 我国夏季降水的时空特征

对我国 1951—1998 年的 160 个站的夏季降水量距平场作 EOF 展开, 前 3 个特征向量的方差贡献率分别为 16.14%、11.90%、6.92%, 均通过了 North 检验^[11]。

图 1 给出了我国夏季降水距平场的前 3 个特征向量。EOF1 表明多雨区位于长江流域及其以南, 东南沿海有相对较弱的少雨区。EOF2 显示长江及其以南地区与黄河、长江之间的地区反位相, 少雨区位于长江以南。EOF3 的雨带为东北—西南走向, 主要多雨带位于黄河流域及其以北地区, 同时在东北南部也有正值中心, 东南沿海及淮河以北大部分地区降水偏少。可以看到, EOF1~EOF3 的分布型分别与我国夏季三类雨型分布一致。

前 3 个时间系数的趋势系数分别为 0.09、-0.22、-0.30, 其中第 3 个时间系数 PC3 的下降趋势达到了 0.05 的显著性水平。EOF2 为江南—江北型、EOF3 为沿海—内陆型, 其趋势为负, 近 50 a 来我国夏季降水的分布趋向于长江中下游地区及华南偏多, 而华北偏少。

图 2 给出我国夏季 160 站降水量的趋势空间分布图, 表明近 50 a 来长江流域及其以南地区、东北北部等地区降水均为增加, 而华北中南部、西南部和辽宁东南部则为减少。

2.2 夏季降水场与全球气温场的关系

2.2.1 夏季降水场与全球气温场的相关

在讨论了我国夏季降水的时空特征的基础上, 进一步研究全球气温场与我国夏季降水分布的关系。计算我国夏季降水距平场的前 3 个时间系数(PC1、PC2、PC3)与全球季气温场的相关, 各相关场通过相应的显著性标准的格点数如表 3, 其中 PC1、PC2 与夏季及 PC3 与四季气温场的相关达到了标准, 尤以夏季气温与我国夏季降水的同期相关最好。

图 3a 显示, 对夏季气温场, 与 EOF1 型降水关系最密切的区域位于以 120°E 附近为中心的经度带, 呈南、北相间的正、负、正相关分布, 负相关中心位于日本以西的地区, 最强的正相关中心位于热带西太平洋。另外, 在咸海附近、北大西洋中部及北美洲上有正相关中心。

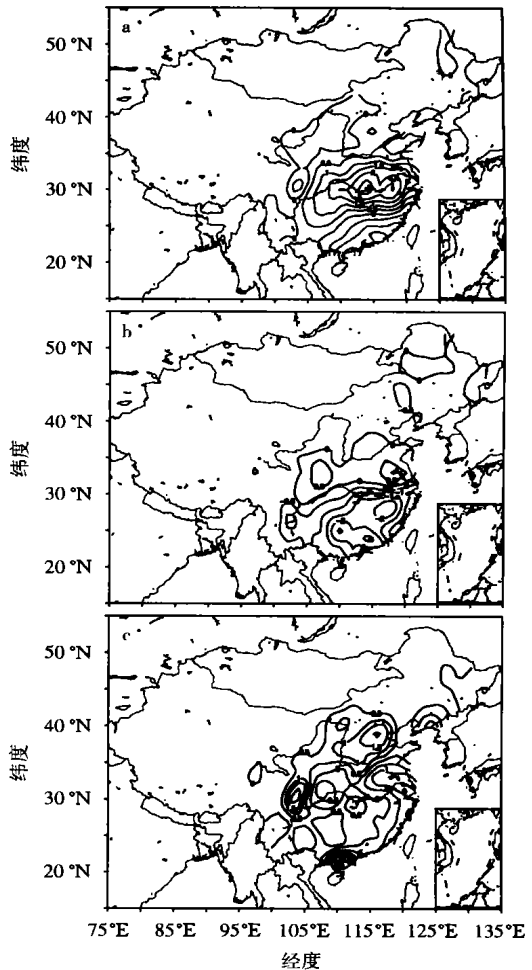


图 1 我国夏季降水的空间向量

a. EOF1; b. EOF2; c. EOF3

Fig. 1 Eigenvectors for the summer rainfall of China

a. EOF1; b. EOF2; c. EOF3

图 3b 是 PC2 与夏季的相关分布, 可发现与图 3a 几乎相反, 东亚中高纬与热带西太平洋均为负中心, 北美洲东北部及红海至地中海等地区存在负中心。

图 3c ~ f 给出 PC3 与四季气温场的相关分布。图 3f 为前期秋季: 主要正相关中心位于中美洲及赤道大西洋, 负相关中心主要位于欧亚大陆的中部。冬季时(图 3c), 北太平洋中西部(太平洋高压区: 155 E ~ 160 W, 15 ~ 25 N)为正中心而阿留申低压区(155 E ~ 160 W, 45 ~ 55 N)有较大范围的负值中心; 另外赤道大西洋上正值区较秋季时向北伸, 北美洲西北沿海和北美洲东南部分别为正、负值中心。春季(图 3d)与冬季时分布较相似, 只是南、北美洲及大西洋上的大面积相关区消失或较冬季减弱。夏季如图 3e, 赤道中东太平洋上有大范围负中心。

表 3 我国夏季降水距平场时间系数与全球季气温场相关达各显著性水平的格点数

Table 3 Numbers of grids reach significance for the time coefficient of the summer rainfall anomalies of China correlated with global seasonal temperature fields

季节	时间系数	显著性水平			季节	时间系数	显著性水平		
		0.05	0.01	0.001			0.05	0.01	0.001
冬季	PC1	87	15	0	夏季	PC1	157 ¹⁾	45	7
	PC2	137	32	5		PC2	174 ¹⁾	55	10
	PC3	214 ¹⁾	78	14		PC3	181 ¹⁾	80	21
春季	PC1	79	7	3	秋季	PC1	64	6	2
	PC2	88	18	2		PC2	128	28	3
	PC3	177 ¹⁾	43	5		PC3	178 ¹⁾	44	5

注: 1) 表示达到 0.05 显著性水平的蒙特卡罗检验标准。

2. 2. 2 全球季气温场对我国夏季降水的影响

对比 7 月东亚阻高区 500 hPa 高度距平与我国降水量相关系数分布(见文献[12]图 13.11)与我国夏季降水 EOF1 的分布(图 1a), 分布相当一致。这时夏季东亚中高纬地区的气温北高南低, 东亚中纬度阻塞形势稳定存在, 使东亚西风带出现明显的分支现象, 副热带锋区显著偏南, 迫使副高位置异常偏南^[12]。而热带西太平洋气温的偏高有利于西太平洋副高偏强。这种环流形势特征下, 雨带位置偏南, 形成 EOF1 型即第 Ⅰ类雨型。

图 3b 中东亚及热带西太平洋的分布与图 3a 的几乎相反。夏季东亚及热带西太平洋气温异常偏低, 东亚为一低槽, 副高偏弱、位置偏南, 环流形势与上面几乎相反, 有利于 EOF2 型即第 Ⅱ类雨型。

冬、春季时, 阿留申低压区的温度偏低及太平洋高压区温度的偏高将导致北太平洋涛动偏

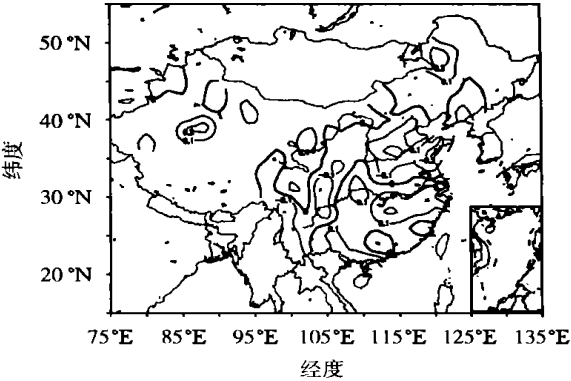


图 2 我国夏季降水的趋势系数分布图
(等值线间隔为 0.1)

Fig. 2 Trend coefficients of the summer rainfall of China (contoured at 0.1)

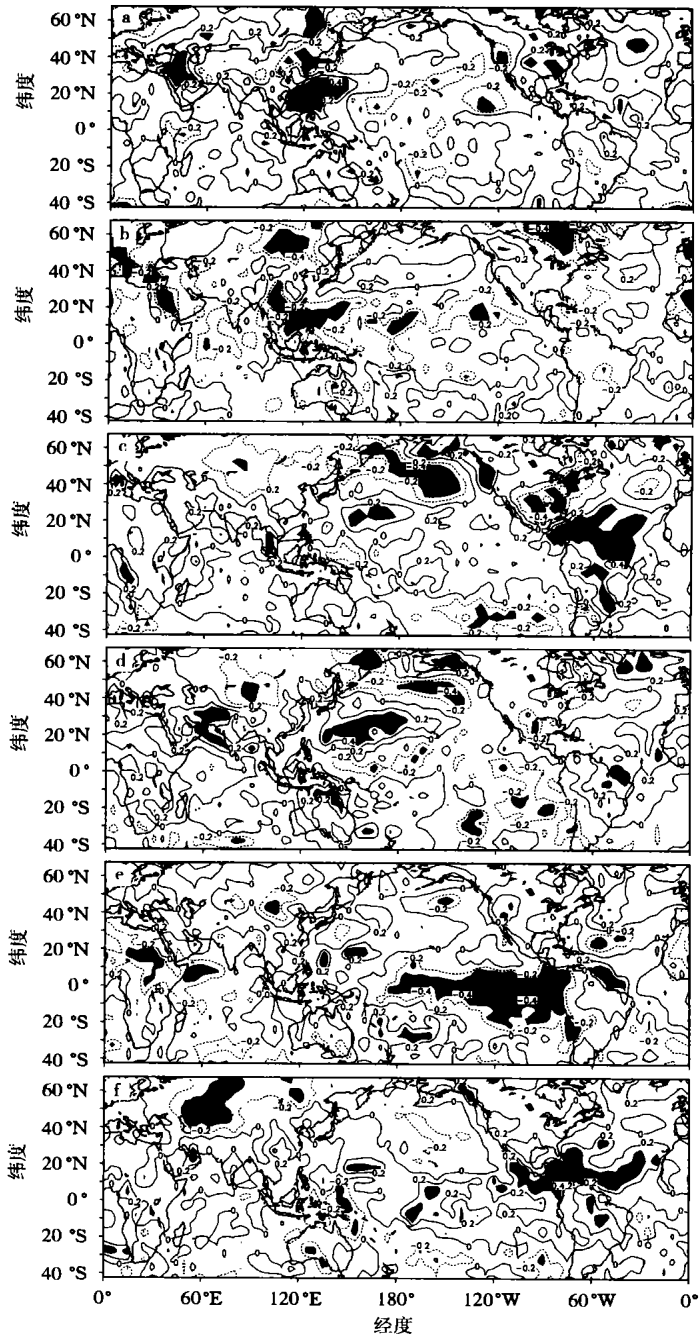


图 3 我国夏季降水的时间系数与全球季气温场的相关

a. 夏季气温与 PC1; b. 夏季气温与 PC2; c. 冬季气温与 PC3; d. 春季气温与 PC3;
e. 夏季气温与 PC3; f. 秋季气温与 PC3(灰影区为 ≥ 0.05 显著性水平的区域; 等值线间隔为 0.2)

Fig. 3 Correlation coefficients between time coefficients of China summer rainfall and global seasonal temperature fields (Shaded areas with significance ≥ 0.05 , contoured at 0.2)
a. summer temperature and PC1; b. summer temperature and PC2; c. winter temperature and PC3; d. spring temperature and PC3; e. summer temperature and PC3; f. autumn temperature and PC3

强, 夏季西太平洋副高偏强且位置偏北偏西, 雨带偏北, 形成 类雨型。华北地区多雨带又常与 500 hPa 上西风带高压脊在日本地区同副热带高压打通而形成阻塞有关^[13], 夏季赤道东太平洋温度异常偏高时西太平洋副高位置偏南, 不利于日本高压脊的形成; 异常偏低时则相反, 故有利于此类雨型的出现。

从以上分析, 气温场对我国夏季降水有着重要的作用, 通过影响西风环流、东亚副热带锋区位置、西太平洋副热带高压位置等环流因子, 从而影响我国主要雨带位置的分布。东亚、热带西太平洋、热带东太平洋的气温异常对我国夏季降水的分布型有重要影响, 同时北美洲北部、中美洲及热带西大西洋的温度异常对我国夏季降水也有显著相关, 对其影响的机制将有待于作进一步的研究。

3 长江中下游夏季降水与全球季气温场的关系

上面研究了我国夏季降水与全球季气温场的关系。本节研究我国长江中下游夏季降水与全球春夏季气温的关系。通过相关分析(图略)及蒙特卡罗检验, 发现主要的相关区为: 1) 印度洋春季气温相关区, 其范围为: 18.5~82.5 E, 12.5~22.5 N; 2) 北太平洋西南部夏季气温相关区, 其范围为: 132.5~152.5 E, 12.5~27.5 N; 3) 北美洲北部夏季气温相关区, 其范围为: 117.5~62.5 W, 52.5~67.5 N 的三个区域平均气温序列。

以上 3 个气温序列曲线与长江流域中下游夏季降水序列的逐年变化曲线有很好的对应关系(图略)。它们的相关系数如表 4(其中 10 a 以上尺度就是经高斯九点滤波后的相关), 均达到了 0.01 的显著性水平。资料表明长江中下游几个严重的涝年北美洲北部气温均偏高(1954、1969、1991 及 1996 年), 偏旱的均为气温偏低的年份。

表 4 气温序列与长江中下游夏季降水的相关系数

Table 4 Correlation coefficients between air temperature series and summer rainfall in the middle and lower reaches of the Yangtze River			
	印度洋春季	北太平洋西南部夏季	北美洲北部夏季
年际变化	0.39	0.34	0.48
10 a 以上尺度	0.62	0.47	0.60

进一步研究了它们的 30 a 滑动相关系数, 发现相关随时间变化(图略)。70 年代初开始, 它们与长江中下游夏季降水的相关都保持了 0.001 的显著性水平。而印度洋地区春季气温从 50 年代中开始一直与长江中下游夏季降水保持高的相关。

由 1951—1998 年印度洋春季气温与我国夏季降水的相关图(图 4a)可以看出, 以正相关为主, 相关中心位于长江流域。印度洋地区春季气温偏高时我国长江流域、东北地区及西北地区夏季容易发生雨涝。

图 4b 是北太平洋西南部夏季气温与我国夏季降水的相关, 长江中下游及长江以南是大片高正相关区。说明西太平洋夏季气温异常偏暖时, 长江中下游及其南部夏季降水偏多。

4 结 论

(1) 用 EOF 展开分析我国夏季降水的时空特征, 计算时间系数与全球季气温场的相关, 得到我国夏季大尺度降水与全球季气温场的相关特征, 发现我国夏季降水除了与热带西太平洋、东太平洋等地区气温有密切相关外, 还与欧洲东部、北美洲东北部以及东亚等地区的气温有关

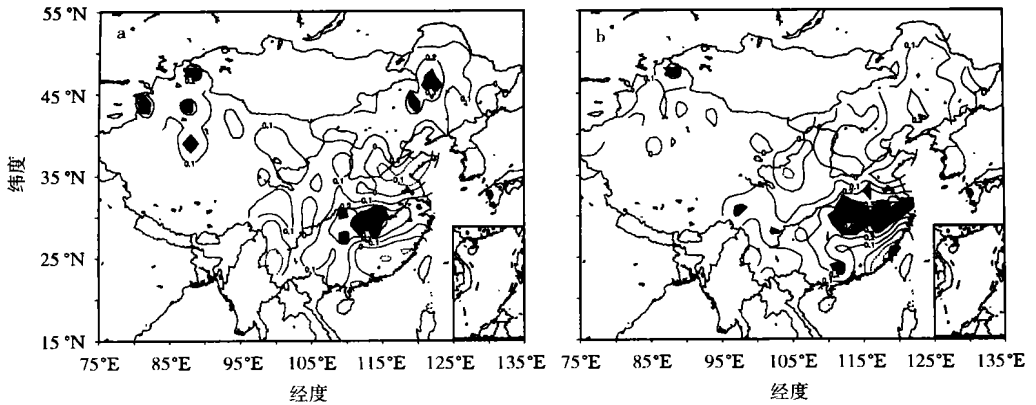


图 4 印度洋区域的春季温度(a)、西太平洋区域夏季温度(b)与我国夏季平均降水的相关
(灰影区为显著性水平 ≥ 0.05 的区域; 等值线间隔为 0.1)

Fig. 4 Correlation coefficients of the summer mean rainfall of China with spring temperature over the India Ocean area(a) and summer temperature over the western Pacific (b)
(shaded areas with significance ≥ 0.05 , contoured at 0.1)

系; 其中与夏季气温场的同期相关最密切。气温场通过影响西风环流、东亚副热带锋区位置、西太平洋副热带高压位置等环流因子, 从而影响我国主要雨带位置的分布。

(2) 印度洋春季、热带西太平洋夏季及北美洲北部夏季气温偏高时, 长江中下游夏季易涝。它们的关系具有阶段性, 随时间相关密切程度有所增强。70 年代初开始长江中下游夏季降水量和印度洋地区春季气温、北美洲北部夏季气温均呈上升趋势, 热带西太平洋的夏季气温在 70 年代之后也有明显的上升趋势。

(3) 印度洋地区春季平均气温偏高时我国长江流域地区、东北地区及西北地区的夏季容易发生雨涝。北太平洋西南部夏季气温异常偏暖时长江中下游及以南地区夏季降水的偏多。

参考文献:

- [1] 何敏. 热带环流强度变化与我国夏季降水异常的关系[J]. 应用气象学报, 1999, 10(2): 171-180.
- [2] 翟盘福, 周琴芳. 北半球雪盖变化与我国夏季降水[J]. 应用气象学报, 1997, 8(2): 230-235.
- [3] 施能. 近 40 年东亚冬季风强度的多时间尺度变化特征及其与我国气候的关系[J]. 应用气象学报, 1996, 7(2): 176-186.
- [4] 郭其蕴. 中国季风降水与赤道东太平洋海温的关系[J]. 地理研究, 1990, 9(4): 49-60.
- [5] 周子康, 俞连根. 中国气候对全球气温变暖的响应[J]. 科技通报, 1997, 13(2): 69-74.
- [6] 张素琴, 任振球, 李松勤. 全球温度变化对我国降水的影响[J]. 应用气象学报, 1994, 5(3): 333-338.
- [7] Rajeevan M, Pai D S, Thapliyal V. Spatial and temporal relationships between global land surface air temperature anomalies and Indian summer monsoon rainfall[J]. Meteorol Atmos Phys, 1998, 66(3-4): 157-171.
- [8] Jones P D. Hemispheric surface air temperature variation: a reanalysis and an update to 1993[J]. J Climate, 1994, 7(11): 1794-1802.
- [9] 施能, 魏凤英, 封国林, 等. 气象场相关分析及合成分析中蒙特卡罗检验方法及应用[J]. 南京气象学院学报, 1997, 20(3): 355-359.
- [10] 魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术[M]. 北京: 气象出版社, 1999: 43-47.
- [11] Robert E L, Chen W Y. Statistical field significance and its determination by Monte-Carlo technique[J]. Mon Wea Rev, 1983, 111(1): 46-59.
- [12] 章基嘉, 葛玲, 孙照渤. 中长期天气预报基础[M]. 北京: 气象出版社, 1994: 459-464.

[13] 李崇银. 动力气候学引论[M]. 北京: 气象出版社, 1995: 183-188.

Study on the Relationship between Global Air Temperature and China Summer Rainfall

PAN Wei-juan¹, SHI Neng¹, SHEN Yun²

(1. Department of Atmospheric Sciences, NIM, Nanjing 210044, China;

2. Meteorological Research Institute of Qinghai Province, Xining 810001, China)

Abstract: Relationships between global temperature anomalies and the summer rainfall of China are investigated by the use of the global air temperature data from 1930 to 1998. It is found that the summer large-scale precipitation of China has close simultaneous correlations with the maritime area seasonal temperatures over the tropical western Pacific and tropical mid-east Pacific as well as the continental area temperatures over East Europe, the northeast of North America and East Asia. The relationships between the temperature anomalies and the summer rainfall of the middle-lower reaches of the Yangtze River are also studied with Monte Carlo correlation method. Results indicate that when temperature over the Indian ocean region in spring, and temperature over the northern of North America and the south-west of northern Pacific in summer have positive anomalies, the middle-lower reaches of the Yangtze River are liable to waterlogging. And furthermore their correlations with the summer rainfall of the middle-lower reaches of the Yangtze River show a stage character, and become stronger with time.

Key words: China summer rainfall; global air temperature fields; Monte-Carlo correlation method