文章编号：1004-4965（2006）02-0161-08

长江流域夏季降水的时空特征及演变趋势分析

张永领[1]，高全洲[1]，丁裕国[2]，姜　彤[3]

（1. 中山大学地理科学与规划学院，广东 广州 510275;　2. 南京信息工程大学；江苏 南京 210044；
3. 中科院南京地理与湖泊研究所，江苏 南京 210008）

摘　　要: 利用长江流域 107 个站 1958~2002 年逐年夏季降水量资料，对长江流域夏季降水的区域特征及演变规律进行诊断分析。结果表明，长江流域夏季降水主要有 3 种空间振荡型、7 个降水变化敏感区域。其中长江三角洲、鄱阳湖平原、湘江-赣江上游区域夏季降水呈显著的增加趋势，增加率分别为 25.8 mm/10a、69.4 mm/10a、31.0 mm/10a，信度水平在 95%以上；岷江流域则呈显著的减少趋势，减少率为 40.7 mm/10a，信度水平在 99%以上；岷江流域和汉水-长江三峡在 1980 年代降水最多，而其它区域在 1990 年代降水最多。夏季降水量江汉-洞庭湖平原在 1985 年、鄱阳湖平原在 1994 年、长江三角洲和汉水-长江三峡在 1974 年发生了由少到多的突变，而岷江流域则在 1963 年发生由多到少的突变；各个区域都存在明显的年际或年代际振荡周期。

关　键　词：长江流域；夏季降水；降水变化敏感区；演变趋势

中图分类号：P426.6　　文献标识码：A

1　引　　言

长江是我国第一大河，全长 6 300 km，流域面积为 180 万 km^2，横跨中国 18 个省、市、自治区。长江沿江地理位置优越，雨量充沛、资源丰富、经济发达，是中国著名的工业带之一。但长江流域东西横跨我国三大地貌阶梯，巨大的地形差异及距海洋远近的不同使长江流域各地气候差别很大，长江源头属典型的高原气候，而中下游则是典型的东亚季风气候。到了夏季长江流域进入雨季，尤其是中下游地区受夏季风的影响，降雨丰沛而集中，再加上暴雨的影响，经常发生洪涝。据统计长江中下游为洪涝多发区，大约每 2~3 年发生一次洪涝灾害。特别是 1990 年代以来，长江中下游地区发生 6 次大洪水事件，成为近 1 000 年洪水发生频率最高的年代之一[1]，诸多学者[2~12]从不同的角度论述了长江流域夏季降水的天气气候特征及影响因素等，但他们大多以中国或中国东部的气候变化为研究对象，部分涉及到长江流域降水的变化特征，单独以长江流域夏季降水为研究对象的很少。本文则用更新的资料、选择更稠密的站点，以长江流域的夏季降水为研究对象，来研究长江流域夏季降水的区域特征及各个降水变化敏感区夏季降水的演变趋势。

2　资料与分析方法

由于长江流域上游气象观测站建站较晚，并且兼顾每个气象站的资料具有区域气候代表性，本文在长江流域内选择由国家气象中心提供的 107 个气象观测站夏季(6~8 月)降水量资料，年限为 1958~2002 年。

采用经验正交函数（EOF）和旋转经验正交函数（REOF）方法，来分析长江流域夏季降水量的主要空间振荡型及降水变化敏感区域。并用 Mann-Kendall 方法进行降水量的突变检测和用 Morlet 小波进行多尺度分析。经验正交函数（EOF）没有固定的函数形势，在用资料场构造典型场时不需人为事先规定，能客观

收稿日期:　2004-10-12；修订日期：2005-01-11

基金项目：国家自然科学基金（40471120）；高等学校博士学科点专项科研基金（20040558025）；“ ”985 工程 GIS 与遥感的地学应用科技创新平台（105203200400006）；中国科学院知识创新工程重要项目“ 长江中下游洪水孕灾环境变化、致灾机理及减灾对策 ”（KZCX3-SW-331）共同资助

作者简介: 张永领（1975-），男，山东人，博士生，主要从事全球变化及气候诊断预测研究。E-mail：zhyongling@sina.com

地反映原始场的结构和特征，另一方面，它收敛速度快，有利于大量信息的浓缩和集中，能较好地反映出气象要素场的主要空间振荡特征，但它不能清晰地表示出不同地理区域的气候变化特征。而旋转经验正交函数（REOF）则克服了这个缺点，在 EOF 的基础上经过极大方差旋转，使高荷载集中在少数变量上，其余接近于零，从而使空间结构更加清晰，突出气候的区域性特征。目前 EOF 和 REOF 方法已被广泛应用于气象、气候的分析中[13~15]。

3 长江流域夏季降水的空间特征

对长江流域 107 个测站的夏季降水量进行 EOF 和 REOF 分析，表 1 给出旋转前后前 8 个主分量的方差及累计方差贡献百分比。由表 1 可知，旋转前第 1 主分量的方差贡献占总方差的 22%，远大于其它各个主分量的方差贡献，它集中了长江流域夏季降水最主要的信息，前 3 个主分量累计方差贡献为 40%，它们所对应的各个降水空间振荡型基本上代表了长江流域夏季降水最主要的空间振荡型态。

从旋转前第 1 主分量空间振荡型（图略）可知，除了四川西部的岷江流域为负值区外，其它地区均为正值区，其中高值中心位于 105 °E 以东的长江流域，我们认为该空间振荡型为岷江流域与 100 °E 以东的长江流域反相变化的空间振荡型。由于我国东部是典型的东亚季风区，夏季风爆发的早晚及强弱直接影响我国东部夏季降水量的多寡，所以长江中下游地区夏季降水的变化比较一致。第 2 主分量所对应的空间振荡型（图略）为南北相反变化的空间型，大致以长江为界，长江流域北部为负值区，上中下游各有一个高值中心，南部为大片的正值区，高值中心位于下游地区。夏季西太平洋副热带高压的位置和强弱是影响长江流域夏季降水量的一个重要因素，当副高偏强偏南时，雨带偏南，长江流域南部降水相对偏多，当副高位置偏弱偏北时，雨带偏北，长江流域北部降水偏多。上游和下游变化相反的空间振荡型是长江流域夏季降水的第 3 空间型，负值区主要位于长江下游的平原地区，而正值区位于长江上游地区，高值中心在青藏高原的东边缘。

为了进一步突出长江流域夏季降水的区域性气候特点，我们在 EOF 分析的基础上进一步用 REOF 进行分析，通过旋转使高荷载中心仅仅集中在某一小区域上，可以反映出不同地理区域的降水气候变化特征。由于长江流域夏季各地降水差异大，且选择的测站较多，故收敛速度较慢，本文选择累计方差贡献大于 60% 的前 8 个主分量进行方差极大正交旋转，旋转后的各个主分量的方差贡献比旋转前分散，而且某些主分量的方差贡献也发生了一些改变（表 1）。由于第 8 主分量旋转前后的方差贡献都比较小，本文选择前 7 个旋转主分量得到长江流域夏季降水量的 7 个主要降水变化敏感区域。

表 1 旋转前后前 8 个主分量的方差贡献（%）

	主分量	1	2	3	4	5	6	7	8
旋转前	方差贡献	22	11	7.2	6.1	5.8	5.1	4.0	3.2
	累计方差贡献	22	33	40.2	46.3	52.1	57.2	61.2	64.4
旋转后	方差贡献	13.5	7.9	7.2	9.7	8.6	6.2	7.9	3.4
	累计方差贡献	13.5	21.4	28.6	38.3	46.9	53.1	61.0	64.4

图 1a 为长江流域夏季降水第 1 旋转主分量的空间图，其高荷载区位于江汉平原和洞庭湖平原地区，是夏季降水变化最敏感的区域之一，称之为江汉-洞庭湖平原型。第 2 敏感区域位于湘江和赣江上游地区（图 1b），中心荷载值为 0.85，仅在长江上游的雅砻江和大渡河上游地区有一个弱的与其相反的荷载中心。长江上游有一降水变化敏感区位于四川盆地南部、金沙江和雅砻江下游地区（图 1c），其主要荷载中心位于四川南部地区，中心荷载值为 0.74，称之为四川南部型。图 1d 给出长江流域夏季降水第 4 旋转荷载向量场，旋转荷载中心位于鄱阳湖平原地区，称之为鄱阳湖平原型。长江三角洲地区是长江下游的又一个气候变化敏感区（图 1e），中心荷载在 0.7 以上，称其为长江三角洲型。第 6 降水变化敏感区域为岷江流域型，高值荷载中心位于四川盆地西部的岷江流域（图 1f）。图 1g 为第 7 旋转荷载向量场，高荷载中心位于汉水谷地和长江三峡地区，称之为汉水-长江三峡型。

通过旋转 EOF 分析，突出长江流域 7 个典型的降水变化敏感区域，说明长江流域夏季降水具有明显的区域性，虽没有涵盖全流域，但能反映出长江流域夏

季降水总变化特征。在 7 个降水变化敏感区域中，有 4 个位于长江中下游地区、3 个位于长江上游地区。

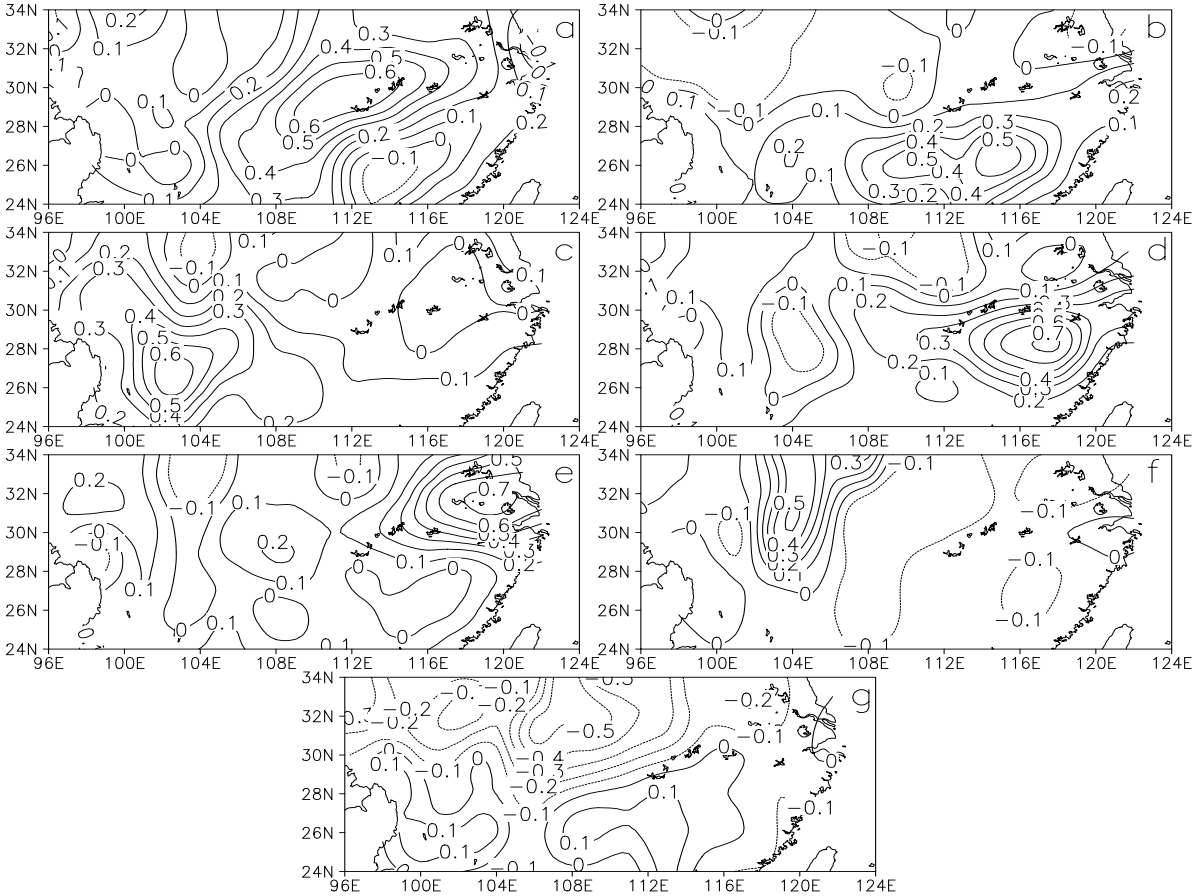

图 1　前 7 个主分量旋转空间模态分布

a. 江汉-洞庭湖平原; b. 湘江-赣江上游; c. 四川南部; d. 鄱阳湖平原; e. 长江三角洲; f. 岷江流域; g. 汉水-长江三峡。

4　长江流域夏季降水的演变趋势

4.1　各个区域夏季降水的变化趋势分析

为了分析长江流域 7 个典型降水变化敏感区的夏季降水的演变趋势，我们参照文献[12]计算出各个区域夏季降水的趋势系数和倾向率（表 2），并通过一元线性回归来表示降水序列的线性变化趋势。图 2 给出 7 个区域近 45 年夏季降水距平变化曲线（实线）及其 5 年滑动平均曲线（虚线）和线性趋势（直线）。从图 2a 可以看出，近 45 年江汉-洞庭湖平原地区的夏季降水呈明显的增加趋势，其降水倾向率为 32.7 mm/10a（表 2），1990 年以前只有 1969 年和 1980 年夏季降水出现异常偏多，1990 年以后降水异常偏多的频数显著增多。从 5 年滑动平均曲线可知，降水总的趋势是在波动中上升，1960 年代前期和 1970 年代前期夏季降水偏少，1990 年代以后降水明显增加，呈显著的正距平。湘江-赣江上游地区夏季降水仍呈明显的增加趋势（图 2b），降水倾向率为 31 mm/10a，趋势系数为 0.34，信度水平在 95%以上。在 1990 以前以负距平为主，降水量相对偏少，1990 年以后降水量显著增加，1994、1999 和 2002 年夏季降水量异常偏多，分别比平均多了 330、250、350 mm 以上。

四川南部地区位于长江上游，夏季降水量呈微弱的增长趋势（图 2c），降水倾向率为 9.7 mm/10a，1960 年代后期和 1990 年代后期降水呈现正距平，降水量偏多，1970 年代呈现负距平，是夏季降水偏少的时期。鄱阳湖平原地区夏季降水量增加非常显著（图 2d），降水倾向率为 69.4 mm/10a，趋势系数为 0.47，信度水平在 99%以上，从 5 年滑动平均曲线可以看出，1970 年代中期以前降水呈增加趋势，之后又呈减少趋势，1980 年代降水量以负距平为主，1990 年到以后降水量

增加异常显著，降水量异常偏多的年份有 1993、1994、1998 和 1999 年，其中 1993 年和 1994 年降水量分别比平均多 400、300 mm 以上，而 1998 年和 1999 年均多 500 mm 以上。

表 2 长江流域各个降水变化敏感区近 45 年夏季降水的趋势系数和倾向率（mm/10 a）

区域	江汉-洞庭湖平原	湘江-赣江上游	四川南部	鄱阳湖平原	长江三角洲	岷江流域	汉水-长江三峡
趋势系数	0.23	0.34*	0.14	0.47**	0.30*	-0.37**	0.24
倾向率	32.7	31.0	9.7	69.4	25.8	-40.7	24.3

注：* 表示通过 95%的信度检验，** 表示通过 99%的信度检验。

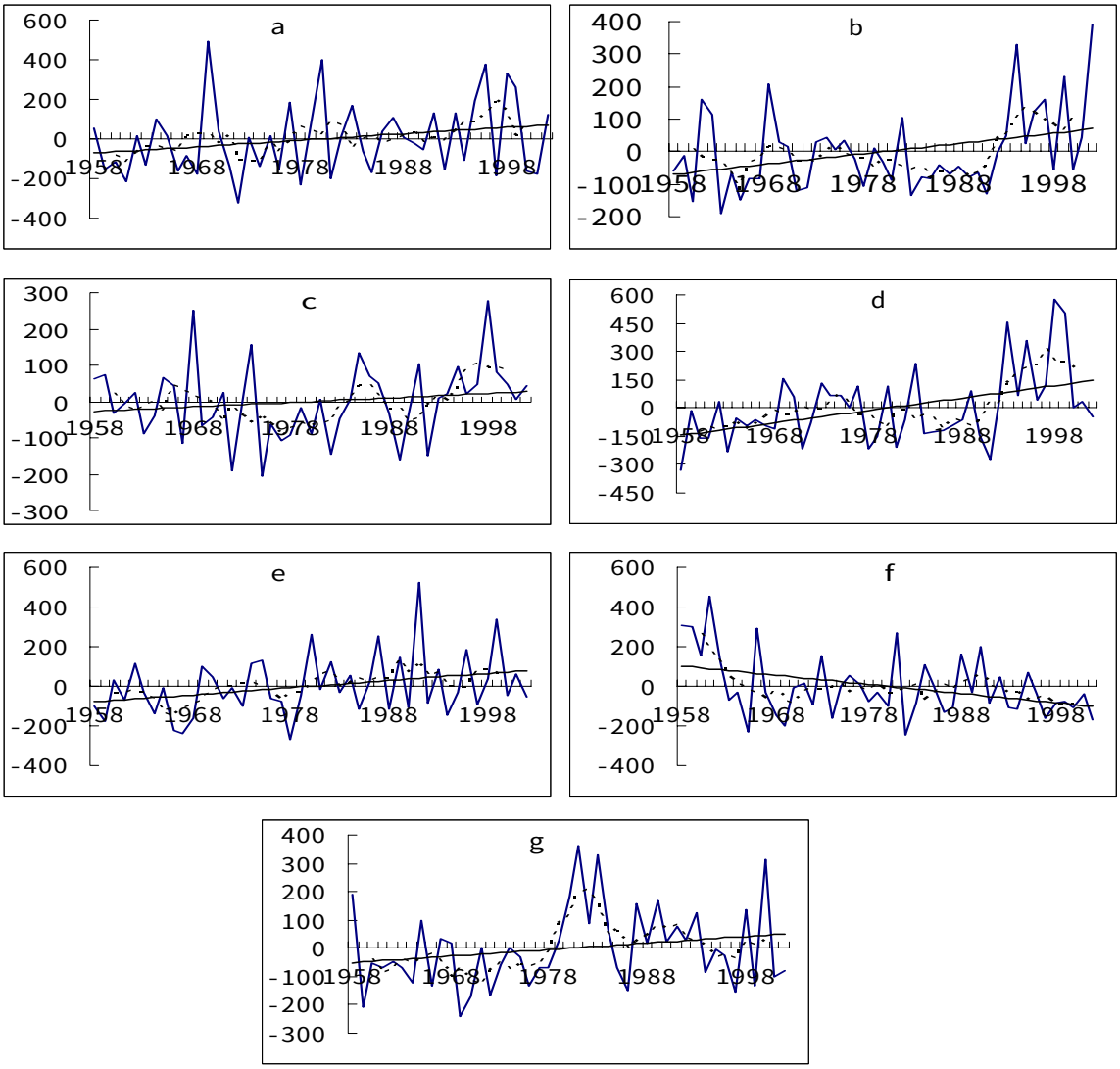

图 2 7 个区域近 45 年夏季距平变化曲线（实线）及其 5 年滑动平均曲线（虚线）和线性趋势（直线） 说明同图 1。

长江三角洲地区夏季降水量增加也很显著（图 2e），倾向率为 25.8 mm/10a，趋势系数为 0.3，通过 95%的信度检验，在 1960~1970 年代降水相对偏少，1980~1990 年代相对偏多。岷江流域是长江流域夏季降水 7 个降水变化敏感区域唯一减少的一个区域（图 2f），降水量的线性趋势线呈显著的下降趋势，降水倾向率为-40.7 mm/10a，趋势系数为-0.37，通过 99%的信度检验。1970 年以前期降水量呈显著的下降趋势，1970~1980 年代降水在平均线附近摆动，1990 年代又呈下降的趋势。汉水-长江三峡地区夏季降水量呈增加

的趋势（图 2g），倾向率为 24.2 mm/10a，1970 年代前期以前夏季降水偏少，1970 年代后期到 1980 年代前期降水异常增加，之后又呈缓慢的下降趋势。

4.2　各个区域夏季降水的年代际变化

表 3 给出长江流域夏季降水量 7 个降水变化敏感区的夏季降水量的年代际距平，由表 3 可知，位于长江中下游的鄱阳湖平原、湘江-赣江上游、长江三角洲、江汉-洞庭湖平原的 1990 年代以来的降水量是 4 个年代际中最多的，其中鄱阳湖平原 1990 年代以来平均每年降水偏多 150 mm 以上，比 1980 年代平均每年偏多 220 mm 以上；其次是湘江-赣江上游地区 1990 年代平均每年偏多 85 mm 以上，与 1980 年代相比，平均降水量偏多 135 mm 以上。位于长江上游的四川南部区域 1990 年代的降水量也比其它 3 个年代多，1980~1990 年代显著增加，而 1970 年代降水量最少。长江上游的岷江流域和汉水-长江三峡地区，1980 年代是降水最多的 10 年，分别比平均多 36、93 mm 以上，1990 年代降水量显著减少，其中岷江流域平均每年偏少 51.6 mm，比 1980 年代偏少 88 mm，成为 4 个年代中降水量最少的年代；而汉水-长江三峡地区 1980 年代的降水量比 1990 年代少 88.4 mm。

表 3　各个区域夏季降水的年代际距平　单位：mm。

区域	1990 年代以来	1980 年代	1970 年代	1960 年代
江汉-洞庭湖	60.8	-18.2	-30.3	-12.3
湘江-赣江上游	86.5	-49.7	-24.2	-13.0
四川南部	41.7	-11.6	-49.5	19.5
鄱阳湖平原	154.7	-72.8	-24.7	-57.3
长江三角洲	61.3	18.8	-15.1	-64.9
岷江流域	-51.6	36.4	-10.6	25.9
汉水-长江三峡	5.1	93.5	-32.7	-65.7

4.3　各个区域夏季降水的小波分析

小波分析是以 Fourier 变换为基础发展起来的，它能反映不同时间尺度（周期）随时间变化的情况，是研究气象要素时间变化的一个十分有用的工具[16, 17]。图 3 给出 7 个区域 Morlet 小波变换的实部，从图 3 可看出，江汉-洞庭湖平原地区存在明显的年际和年代际周期变化（图 3a），2~6 年的短周期在 1960 年代后期至 1980 年代前期以及 1990 年代中后期表现得非常明显，年代际周期变化主要集中在 15 年左右的周期上；从干湿位相结构上看，1960 年代中后期、1970 年代后期至 1980 年代前期、1990 年代中后期，小波位相为正，该区为多雨期。从图 3b 可以看，出湘江-赣江上游的 1990 年以后准 2 年周期振荡表现得非常明显，7 年周期在 1960~1970 年代和 1990 年代表现得非常明显，另一周期为 23 年的长周期，从其位相结构上看，1970 年代和 1990 年代是正位相，该区为多雨期。鄱阳湖平原地区(图 3c)1990 代中后期以 2 年周期为主，而 3 年的周期在 1960~1970 年代表现得非常明显，1980 年代 6 年左右的周期非常典型，另一个非常明显的周期是 14 年左右的周期，1960 年代后期、1980 年代前期及 1990 年代中后期为正位相，是降水相对偏多的年代。

长江三角洲地区没有显著的年代际周期变化（图 3d），在 1980 年代后期和 1990 年代前期存在显著的 2 年周期，6 年和 9 年周期也非常明显。长江上游的四川南部区（图 3e）1992 年以后存在显著的 2 年周期，3~5 年短周期主要在 1980 年以后，且存在明显的 24 年年代际周期变化，该周期位相结构在 1960 年代后期和 1970 年代前期及 1990 年代是正位相，为夏季多雨时期。岷江流域也存在明显 2~6 年的周期（图 3f），16 年的周期非常显著，从其位相结构上看，1980 年代中后期为正位相，为多雨期，1990 年代中后期为负位相，为降水相对偏少的时期。汉水-长江三峡区在 1980 年以后准 2 年周期非常明显（图 3g），8 年左右的周期在 1970~1980 年代表现得非常明显。

总之，7 个区域中都存在不同的年际或年代际振荡周期，从其干湿位相结构可以看出，在不同的振荡周期下的降水的演变情况，如准 2 年振荡周期在 1990 年代表现得非常明显，尤其是在长江中下游地区，这与长江中下游地区 1990 年代以来夏季频发异常降水有关。从年代际振荡周期可以看出，长江中下游的 3 个区和上游的四川南部区 1980 年代降水偏少，而 1990 年代降水偏少，而上游的岷江流域区则相反，1980 年代降水偏多而 1990 年代降水偏少，这与长江中下游地区 1990 年代以来降水异常偏多，洪涝频繁发生相一致。

4.4　各个区域夏季降水的突变检测

长江流域 7 个降水变化敏感区近 45 年夏季降水都存在明显的或显著的增加或减少的趋势，为了分析长江流域夏季降水的演变趋势是否存在突变现象，我们用 Mann-Kendall 方法对 7 个敏感区域进行突变检测[18]，发现其中有 5 个区域的夏季降水存在着突变现象。表 4 给出了发生降水突变的 5 个区域及其发生突变的年份。参照图 2 和这 5 个区域 Mann-Kendall 突变检测曲线图（图略）我们更能清晰地了解这 5 个区域夏季降水突变前后的状态。

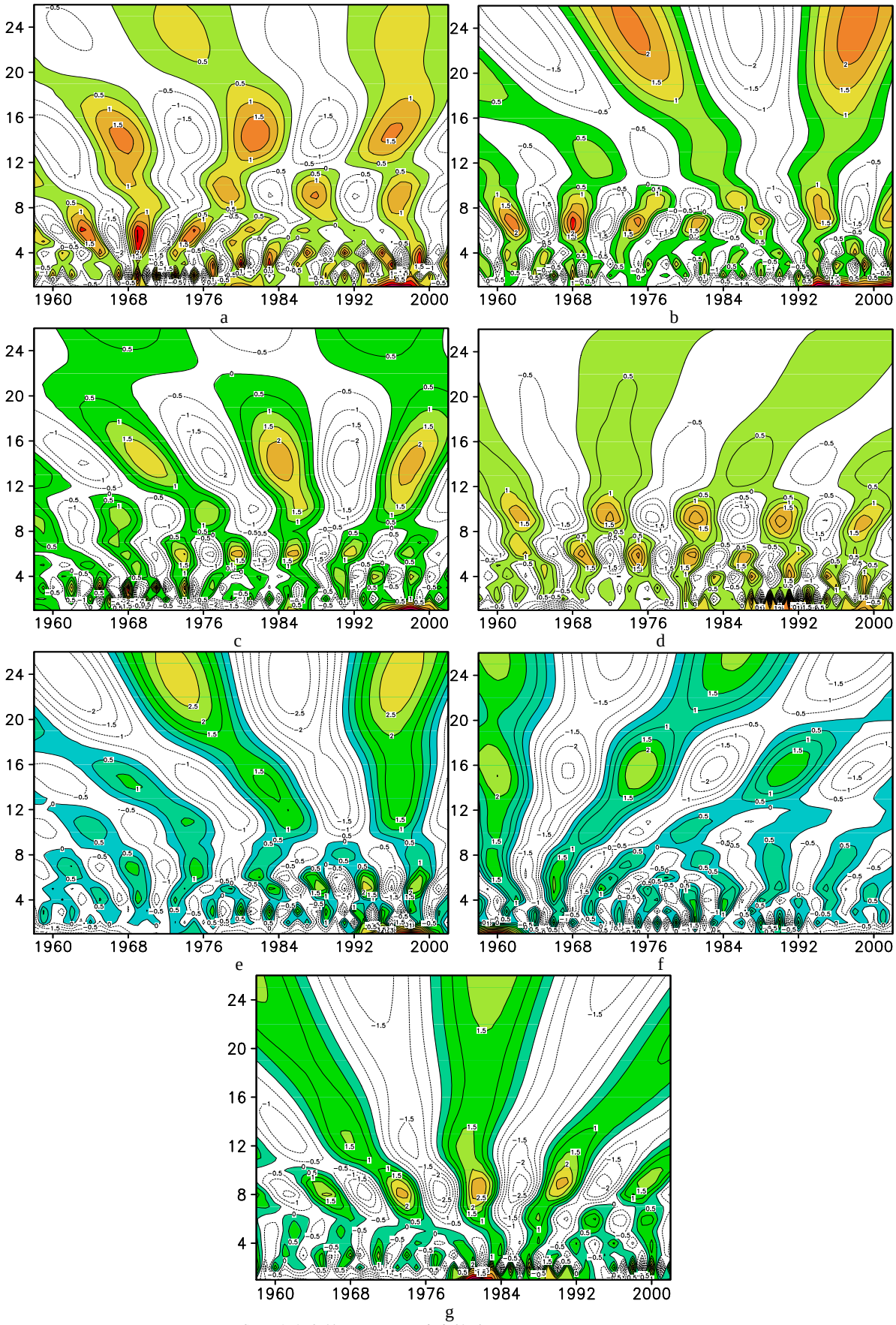

图 3 7 个区域夏季降水的 Morlet 小波变换实部 说明同图 1；横坐标单位：年份。

表 4　长江流域夏季降水突变区域和突变年份

突变区域	江汉-洞庭湖	鄱阳湖平原	长江三角洲	汉水-长江三峡	闽江流域
突变年份	1985（+）	1994（+）	1974（+）	1974（+）	1963（-）

注：“+”表示降水发生了由少到多的突变，“-”表示降水发生有多到少的突变。

从表 4 可知，除了岷江流域在 1963 年前后发生降水量由多到少的突变，其余 4 个区域的降水量都发生了由少到多的突变，只是发生的年份不同。鄱阳湖平原发生突变较晚，在 1994 年，江汉-洞庭湖平原发生突变在 1985 年前后，长江三角洲地区和汉水-长江三峡地区发生突变都在 1974 年前后。

5　结　　论

通过对长江流域 107 个气象观测站近 45 年夏季降水量进行 EOF 和 REOF 分析，并对 7 个降水变化敏感区的降水演变趋势进行分析，主要得出以下结论：

（1）　长江三角洲流域夏季降水量主要有 3 种典型的空间振荡型，岷江流域与 100 °E 的长江流域相反变化的空间振荡型；长江流域南部与长江流域北部反相的空间振荡型；长江上游和中下游的反相变化的空间振荡型。

（2）　长江流域夏季降水量有 7 个典型的降水变化敏感区域，分别是江汉-洞庭湖平原区、湘江-赣江上游区，四川南部区、鄱阳湖平原区、长江三角洲区、岷江流域区和汉水-长江三峡区。

（3）　除岷江流域夏季降水量呈显著减少之外，其它地区都呈明显的或显著的增加趋势，其中湘江-赣江上游、长江三角洲地区夏季降水的线性增加趋势的信度水平都在 95%以上，降水量倾向率分别为 31、32.7 mm/10a。鄱阳湖平原的线性增加趋势可通过 99%的信度检验，降水量倾向率为 69.4 mm/10a。而岷江流域夏季降水则呈显著的较少趋势，其降水量倾向率为-40.7 mm，信度水平在 99%以上。从降水演变的年代际上看，长江下游 4 个区和上游的四川南部区 1990 年代以来是降水量最多的年代，岷江流域和汉水-长江三峡地区 1980 年代的降水量最多，到 1990 年代以后显著减少，其中岷江流域 1990 年代的降水量最少。

（4）　长江流域的夏季降水量有 5 个区发生突变，江汉-洞庭湖平原区在 1985 年前后、鄱阳湖平原区在 1994 年前后、长江三角洲区和汉水-长江三峡地区都在 1974 年前后，发生由少到多的突变，而岷江流域在 1963 年前后夏季降水量发生由多到少的突变。

（5）　长江流域各个降水变化敏感区域都在不同的年代盛行不同的周期，从年代际周期振荡来看，长江中下游地区和长江上游的四川南部地区 1990 年代以来小波为正位相，夏季降水处于相对偏多的时期，而长江上游的岷江流域 1990 年代小波位相为负位相，夏季降雨处于相对偏少的时期。

参　考　文　献：

[1] 姜　彤，施雅风. 全球变暖、长江水灾与可能损失[J]. 地球科学进展，2003，18(2)：277-284.

[2] 龚道溢，朱锦红，王绍武. 长江流域夏季降水与前期北极涛动的显著相关[J]. 科学通报，2002，47(7)：546-549.

[3] 晏红明，严华生，谢应齐. 中国汛期降水的印度洋 SSTA 信号特征分析[J]. 热带气象学报，2001，17(2)：109-116.

[4] 乔云亭，简茂球，罗会邦. 南海夏季风降水的区域差异及其突变特征[J]. 热带气象学报，2002，18(1)：38-44.

[5] 肖子牛，晏红明，李崇银. 印度洋地区异常海温的偶极震荡与中国降水及海温的关系[J]. 热带气象学报, 2002，18(4)：335-344.

[6] 况雪源，丁裕国，施　能. 中国降水场 QBO 分布型态及其长期变化特征[J]. 热带气象学报, 2002，18(4)：359-367.

[7] 张　琼，吴国雄. 长江流域大范围旱涝与南亚高压的关系[J]. 气象学报，2001，59(5)：569-577.

[8] 陈绍东，王谦谦，钱永甫. 江南汛期的基本气候特征及其海温异常关系初探[J]. 热带气象学报，2003，18(3)：260-268.

[9] 田　红，郭品文，路维松. 中国夏季降水的水汽通道特征及其影响因子分析[J]. 热带气象学报，2004, 20(4)：401-408.

[10] 苗秋菊，徐祥德，张雪金. 长江中下游旱涝的环流型与赤道东太平洋海温的遥相关波列特征[J]. 气象学报，2002，60(6)：687-697.

[11] 施雅风，姜 彤，王 俊，等. 全球变暖对长江洪水的可能影响及其前景预测[J]. 湖泊科学，2003，15(增刊): 1-15.
[12] 施 能，陈家其，屠其璞. 中国近 100 年来 4 个年代际气候变化特征[J]. 气象学报，1995，53(4)：431-439.
[13] 邓爱军，陶诗言，陈烈庭. 我国汛期降水的 EOF 分析[J]. 大气科学，1989，13(3)：189-296.
[14] 黄嘉佑. 旋转主分量分析在天气气候分析中的应用[J]. 气象，14(1)：47-51.
[15] 朱亚芬. 530 年来中国东部旱涝分区及北方旱涝演变[J]. 地理学报，2003，58(增刊)：100-107.
[16] 林振山, 邓子旺. 子波气候诊断技术的研究[M]. 北京：气象出版社，1999. 22-25.
[17] 纪忠萍，谷德军，谢炯光. 广州几百年来气候变化的多尺度分析[J]. 热带气象学报, 1999, 16(1): 81-93.
[18] 符淙斌，王 强. 气候突变的定义和突变方法[J]. 大气科学，1992，16(4)：482-493.

ANALYSIS OF TIME-SPATIAL CHARACTERISTICS AND EVOLUTIONAL TRENDS OF SUMMER PRECIPITATION IN THE YANGTZE RIVER CATCHMENT

ZHANG Yong-ling[1], GAO Quan-zhou[1], DING yu-guo[2], JIANG Tong[3]

(1. School of Geography and Planning, Sun Yat-sen University, Guangzhou 510275, China;
2. Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China;
3. Nanjing Institute of Geography and Limnology, CAS, Nanjing 210008, China)

Abstract：The regional characteristics and variable trends of summer precipitation were diagnosed and analyzed in Yangtze river catchment, based on every summer precipitation data of 107 stations from 1958 to 2002. The result show, there are 3 main spatial oscillation patterns and 7 sensitive centers of precipitation change. The summer precipitation is noted increased above 95% confidential level in the centers of Yangtze Delta, Poyanghu plain and the upper Xiang-Han river area; which increasing rates are 25.8 mm/10a, 69.4 mm/10a and 31.0 mm/10a. But the summer precipitation is noted decreased at 99% confidential level in Min river catchment, which decreasing rate is 40.7 mm/10a. The summer precipitation is most in 1980s only in centers of Min river catchment and Hanshui-Yangtze three gorges, but most in 1990s in the other centers. The summer precipitation had declined abrupt change in 1990s in Poyanghu plain, in 1985 in Jianghan-Dongtinghu plain and in 1979 boat in Yangtze Delta and in Hanshui-Yangtzer three gogres, but increased abrupt change in 1963 in Min river catchment. All sensitive centers of precipitation change have obviously interannual and interdecadal oscillation periods.

Key words: Yangtze river catchment; summer precipitation; sensitive center of precipitation change; evolutional trend

更 正 启 示

本刊 2006 年第 1 期第 101 页中的作者单位更正为：

（南京信息工程大学大气科学系，江苏 南京 210044）

在此向作者及读者表示歉意！