

夏季东亚季风区 500 hPa 月环流异常及其 与我国降水关系的向量 EOF 分析*

宋正山 杨辉

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘要 利用 NCEP/NCAR 1980~1997 年夏季月平均风场及同时期我国 160 个测站月平均降水资料, 讨论了运用向量经验正交展开 (EOF) 方法得到的流场月距平主要模态的时空变化特征, 分析了主要模态与中国夏季降水 (雨型) 的相关分布, 指出 EOF1 及 EOF2 模态与中国夏季降水最主要分布型式有很好的对应关系, 用小波变换方法对主要模态的时间系数进行了分析, 揭示了各模态的多时间尺度性质, 发现 3~6 年周期振荡是主要的。

关键词: 向量 EOF 分解; 降水; 相关分析; 多时间尺度

1 引言

东亚季风区环流异常与我国夏季降水的关系是很重要的课题, 研究者在使用实际资料分析时, 往往将降水分布或环流状况划分为一定的类型, 进而讨论它们的联系。在从降水的时空分布入手的研究中, 对降水要素进行经验正交展开的研究比较多^[1~4], 这类方法所确定的降水型客观定量, 由于降水时空分布的高度离散化, 降水空间型 (EOF 模态) 方差都不很显著, Nitta 等^[2]所得到的第一个 EOF 模态方差仅占 11.45%, 如果用月平均降水资料, 方差所占比例将更小, 这就限制了主要模态的代表性。此外, 由于降水可由不同的环流系统产生, 单由降水进行成因分析是相当困难的。

从环流的基本型态出发进行的研究^[5], 比较符合一般的预报思路, 便于进行成因分析, 但需要避免环流分型的主观性。向量 EOF 方法可以定量客观地研究包括低纬度广大地区的环流型态, 与降水相应的环流主要模态方差所占比例比降水高得多, 季节平均流场第一个 EOF 分量可占 30% 以上, 月份的也可占 20% 以上, 主要模态更具代表性。此外, 模态的时间系数包含流场时间变化的重要信息, 但过去在环流异常与我国夏季降水关系的研究中用向量 EOF 方法的还很少。

本文试图用向量 EOF 分解的统计分析方法, 讨论我国夏季月异常环流各模态时空变化及其与我国夏季各地区降水 (雨型) 的关系, 并用小波变换方法分析了各异常环流模态夏季平均时间系数的多时间尺度特征。

2000-01-28 收到, 2000-06-06 收到修改稿

* 国家自然科学基金资助项目 49675261 资助, 还得到国家重点基础研究发展规划 G1998040900 项目第一部分的部分资助

2 资料及计算方法

本文使用的资料是 NCEP/NCAR 1980~1997 年共 18 年的夏季各月 500 hPa 高空风场网格点 ($2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$) 资料, 以及中国气象局提供的同期中国 160 个测站的月平均降水资料。

风场的分析范围取为 ($10^{\circ} \sim 50^{\circ} \text{N}$, $70^{\circ} \sim 170^{\circ} \text{E}$)。计算时对各月风场先求出距平, 然后对各年夏季各月距平流场进行向量经验正交 (EOF) 分解处理, 得到距平流场的主要模态 (即复特征向量) 和各模态对应的时间系数序列, 为了揭示各模态的年际变化的多时间尺度特征, 我们对夏季平均的时间系数用小波变换方法进行了处理。

对风场的向量 EOF 分解及时间序列的小波变换分析方法已广泛应用于气象研究中^[4,6-9], 了解具体计算方法可参考有关文献^[8,9]。

3 主要结果

3.1 季风区流场的向量 EOF 分析

我们对 1980~1997 年各年 6、7、8 月季风区 500 hPa 层上各月距平流场所构成的时间序列作了向量 EOF 分解。EOF1~8 各模态所占的方差百分数分别为 21、13、9、8、6、6、5、4。前四个分量所占方差之和达到 51%, 而且 EOF1 及 EOF2 具有显著比重, 其和达到 34%。从第 9 个模态开始方差占全体的比例降至 3% 以下, 已很不显著, 因此, 我们仅讨论前 8 个模态的时空变化情况。

图 1 给出 500 hPa EOF1~8 各模态的水平分布。我国东部大陆到西太平洋地区异常环流的基本模态大致可分为两类, 一类是准纬向型的, 异常环流系统呈南北向分布, 这时中国东部地区主要受纬向异常环流影响 (如 EOF1~4 模态), 其中以 EOF1 和 EOF4 最为明显。另一类异常环流以南北向经向气流为主, 主要异常环流系统呈东西向分布, 中国东部地区主要受经向异常气流的影响, 如 EOF5~8 模态。由于 EOF1~4 模态所占方差在 500 hPa 可达 51%, 而 EOF5~8 模态仅为 21%, 因此我国夏季异常环流主要型态是纬向的。

图 1a 是 EOF1 模态的水平分布, 其主要特征是在西太平洋南北有一对东西伸展很宽广的气旋 (北) 和反气旋 (南) 异常环流系统, 北边的气旋性环流中心位于日本以东 (44°N , 168°E) 附近, 我国东北及华北地区受其西端的偏北气流控制, 与此相对应的南部反气旋异常环流中心位于 (26°N , 154°E) 附近, 其反气旋脊向西南伸展到我国华南地区, 此处脊线位于 20°N 附近。

EOF1 模态的另一个显著特点是在这一对异常环流系统之间为强准纬向偏西异常气流, 它在青藏高原附近约在 $20^{\circ} \sim 30^{\circ} \text{N}$ 之间, 向东逐渐北抬, 在日本附近达到 $25^{\circ} \sim 40^{\circ} \text{N}$ 范围。而我国长江中下游及淮河流域正好位于来源于北部气旋性异常环流西端的偏西北气流和南部反气旋异常环流西端的偏西南气流的汇合处。

EOF1 模态与 Song 等^[5]及叶笃正、黄荣辉等^[10]研究中所列的未加 EOF 分解的综合异常环流型 (中下层) A_S 型非常相似, 而与其 A_N 型大致相反, 这一模态的方差可占

21%, 因此是夏季影响我国的最主要的异常环流模态。

EOF2 模态的特征与 EOF1 有一定的类似 (图 1b), 西太平洋也有一对气旋 (北) 和反气旋 (南) 异常环流系统, 但其东西所占范围小, 中心位置均偏西, 南部的反气旋环流中心位于 (20°N, 115°E) 附近, 控制了我国华南地区, 而其东北部的气旋性异常环流中心位于日本南部 (35°N, 136°E) 附近。我国长江流域仍位于从这两个异常环流系统出来的偏西气流汇合处, 而华北和黄淮地区则受到偏北气流的影响。

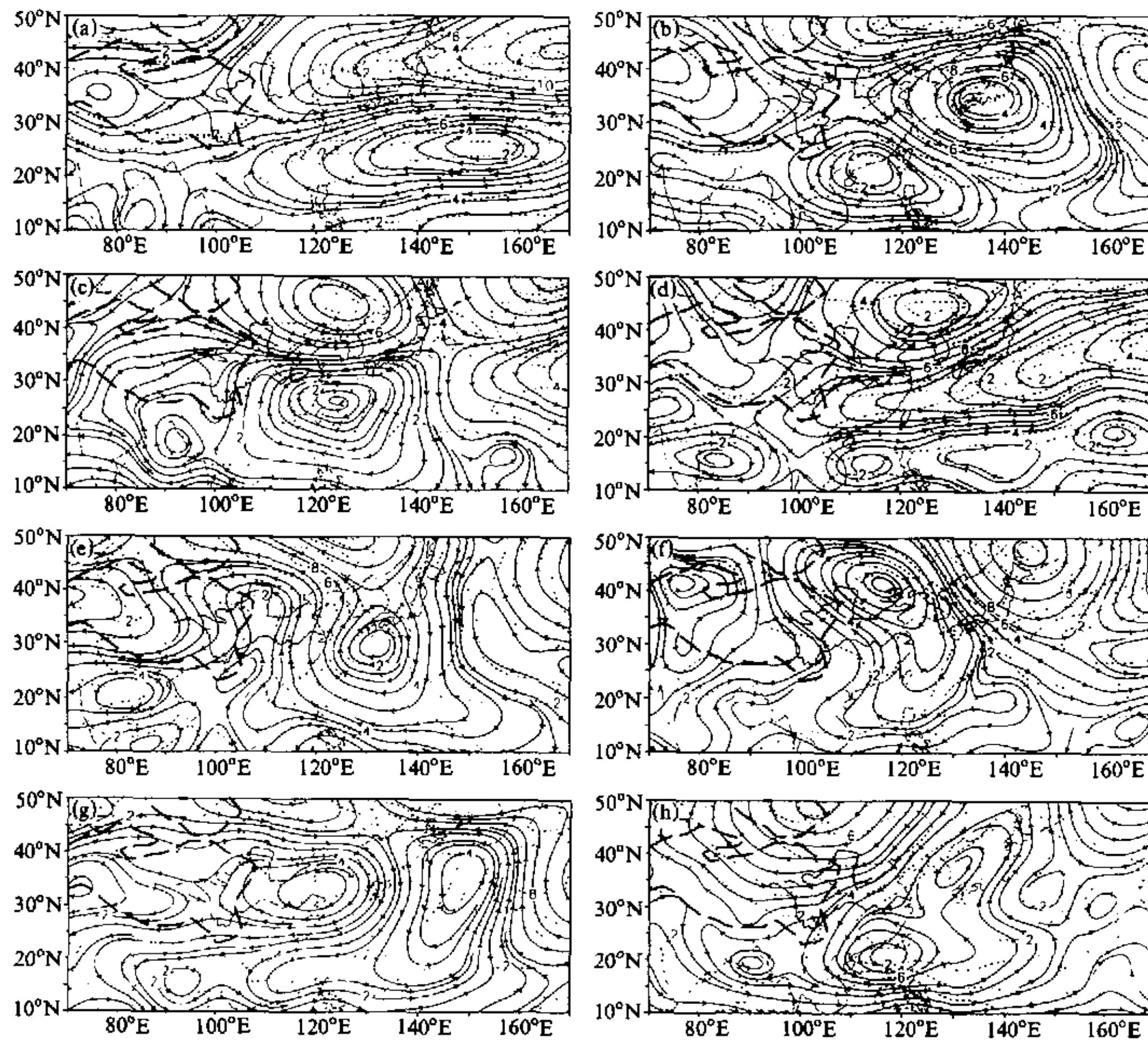


图 1 500 hPa 层东亚季风区距平流场向量 EOF 展开 1~8 模态(a)~(h)水平分布
(风速单位: 0.01 m s^{-1})

EOF3 模态显示影响我国东部地区的异常环流系统也是一对性质不同的系统 (图 1c), 但南部反气旋性异常环流系统中心位于台湾东北 (25°N, 125°E) 附近, 在其北部为一气旋性距平环流系统, 中心位于 (45°N, 125°E) 附近, 两个异常环流系统之间也为辐合性的偏西风异常气流, 影响到长江和黄河之间地区。我国华南受到反气旋性环流影响, 而西南地区为偏南异常气流影响, 我国黄河中上游地区则受偏西北异常气流影响。

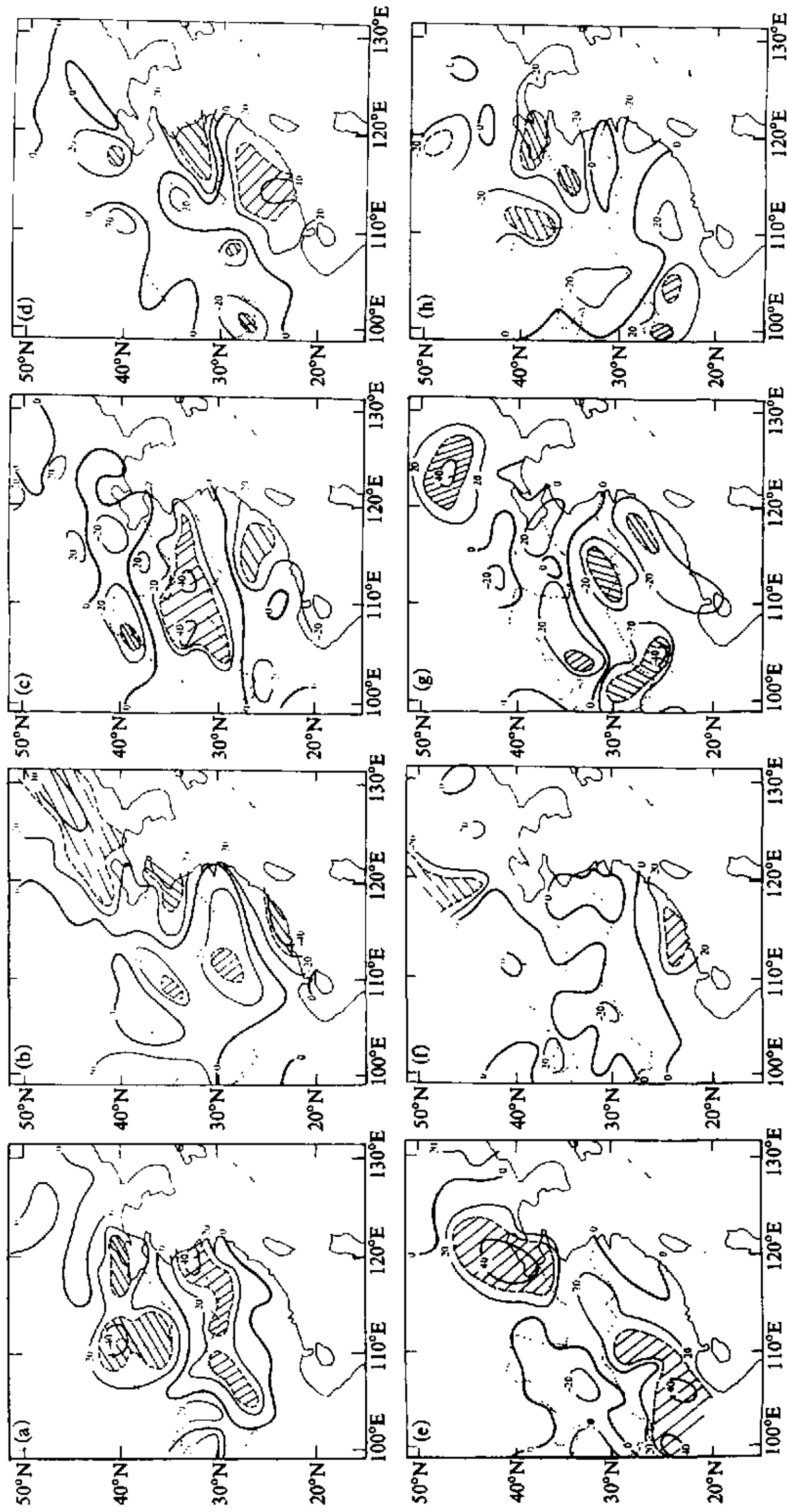


图 2 500 hPa 层流场 1~8 模态 (a~h) 时间系数与我国夏季月平均降水的同期相关系数 (%) 分布
(斜线区为信度高于 0.05 的地区)

EOF4 模态的异常气流对我国的影响与 EOF3 相反 (图 1d), 南部是气旋性异常环流区, 并向西延伸到我国西南地区, 而我国西北东部、华北及东北地区受反气旋异常环流系统的影响。从我国东部到西太平洋地区明显是准纬向型环流结构。

EOF5~8 模态 (图 1e~h) 与上述 EOF1~4 模态有很大不同, 在我国大陆到西太平洋地区, 前者以经向流型为主, 后者以纬向型为主。EOF5 及 EOF6 中我国东部主要受南北比较一致的异常偏南气流影响, 但 EOF6 从南到北偏西或偏东分量也较明显。此外, 由于 EOF7 控制我国大陆的反气旋异常环流南北两侧的纬向气流较强, 使得我国南北方与中部地区影响异常气流差别很大, 即南北方受纬向异常气流影响而中部地区受经向异常气流影响。

EOF1~8 模态的时间系数均表现了很大的季内和年际变化 (图略), 在下面有关部分我们将讨论它们的多时间尺度特征。

3.2 异常环流各模态与我国夏季降水的关系

环流异常是造成降水异常分布的直接原因, 为了揭示它们之间的关系, 我们计算了 EOF1~8 各模态时间系数与同期全国降水的相关系数 (图 2), 并与我国夏季降水分布型研究的一些结果^[11,12]进行了对比。

3.2.1 EOF1~8 时间系数与同期全国降水的相关

由图 2 并对照图 1 可以看到各个异常环流型对我国夏季降水的影响。总的来看, 反气旋性异常环流及偏东或偏北异常气流往往对应负相关区, 而气旋性异常环流及偏西或偏南异常气流对应正相关区。如图 2a 显示了主要异常环流模态 EOF1 与我国夏季降水的关系, 可以看到正负相关区的分布与 EOF1 模态相似, 也呈现东西向的带状分布。最大正相关区轴线基本上位于长江和淮河流域一带, 并与 EOF1 模态强偏西异常气流的辐合区相对应。而在其南北两侧主要为负相关区, 南侧的负相关区与反气旋异常环流脊线相一致。北侧的负相关区与强偏北异常气流对应 (参见图 1a)。

因此, 当 EOF1 模态盛行时, 我国夏季长江中下游地区降水将偏多, 而我国西北河套地区、华北、东北南部及华南地区降水偏少, 特别对西北东部、华北和东北南部地区降水的减少影响较大。这种降水分布正是夏季长江流域入梅后, 我国东部地区降水分布的主要特征, 特别是当江淮地区洪涝时, 华南华北地区往往降水偏少。

图 2b 是与 EOF2 模态相对应的降水相关系数分布, 主要正相关中心之一也位于长江流域, 但最大值轴线略偏南, 在黄河中游另有一正相关较大的地区, 它们位于南部反气旋异常环流北侧的偏西气流中。负相关区主要位于我国东北经渤海湾到山东半岛的华北及我国 25°N 以南地区一带。分别受偏东北气流和反气旋异常环流系统的影响。

EOF3 模态时间系数与降水的相关分布见图 2c, 它显示正相关区位于长江和黄河之间, 轴线位于 34°N 附近, 并与 EOF3 模态强偏西辐合气流相对应。而在其南北两侧均为负相关区, 北部对应强偏西北异常气流, 而南侧的则对应强的反气旋性异常环流区。

EOF4 模态与降水的相关分布见图 2d, 长江以南到华南地区的正相关区很明显, 它对应 EOF4 模态中气旋性异常环流地区, 而长江和黄河流域之间的负相关区对应强的偏东异常气流, 我国东北及华北地区的主要负相关区则与强反气旋异常环流相联系。

其他以经向环流为主要特色的模态所对应的降水相关系数分布, 也可找到比较好的

对应关系。如图 2e 显示我国东部大陆主要为东北西南向的正相关区，它与 EOF5 模态气旋性异常环流及其东部强偏南异常气流有关，而我国东南沿海及西北地区的负相关区则分别与西太平洋和高原北部的反气旋异常环流系统有关。

图 2f 与图 1f 对比可见，在 EOF6 模态中，控制我国大陆地区的反气旋异常环流的北侧偏西气流区与正相关区相对应，而南侧偏东气流与负相关区相对应，但在华南的正相关区与强偏南异常气流相对应。图 2g 的相关区呈东西向带状分布，零线位于 33°N 附近，它与 EOF7 模态的对应关系也十分明显（参见图 1g），零线与反气旋异常环流系统轴线相合，而正相关区位于北边偏西异常气流中，负相关区位于南边的偏东异常气流中。图 2h 则显示我国东部大陆 25°N 以北大多为负相关区，而与 EOF8 盛行强偏东北异常气流有关，而南部的正相关区则与气旋性异常环流系统有关。

3.2.2 与我国夏季降水型的关系

上述相关场的特征与我国夏季降水型的关系很密切。图 3 是各相关场（见图 2）中

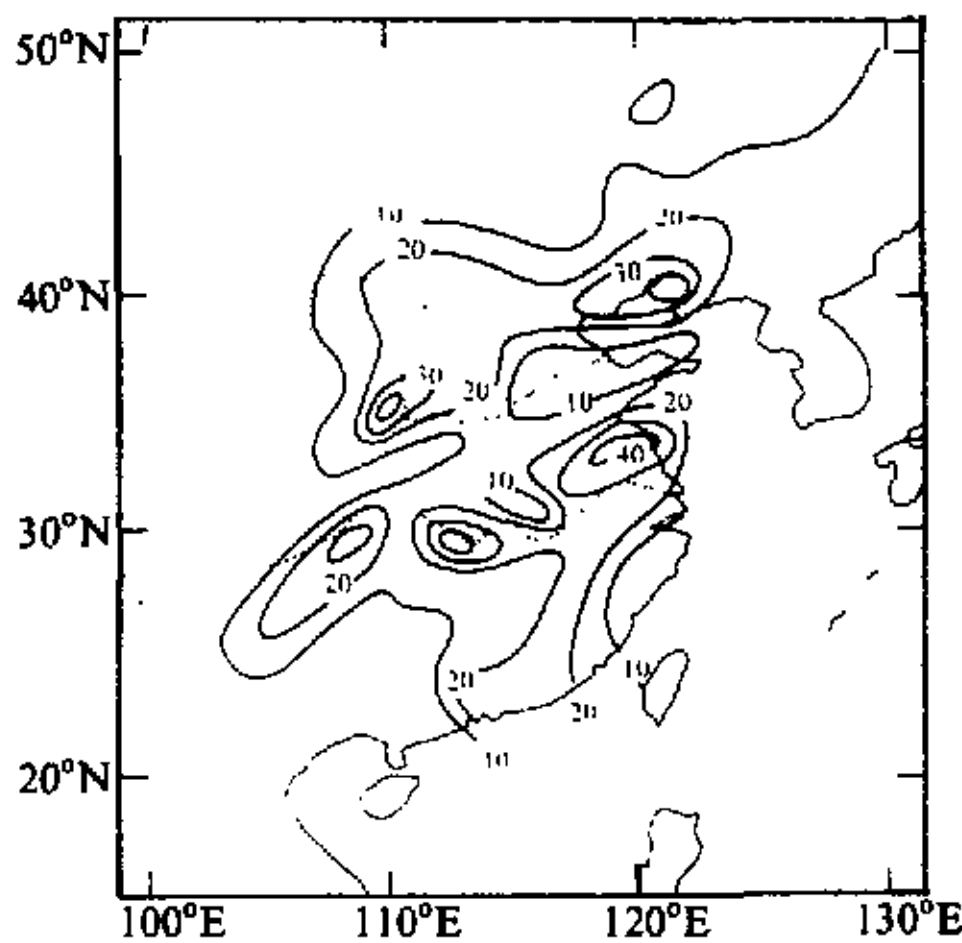


图 3 相关场中出现信度高于 0.05 地区的对应模态方差百分数总和分布

出现信度高于 0.05 地区（相关系数绝对值大于 0.27）的相应模态方差百分数总和分布，在统计时，正负相关区是同等对待的，其大值区对应降水最大可能出现的地区。由图 3 可见，它主要分布在长江流域一线、江淮地区、华南、华北到东北南部、黄河河套地区以及黄河中游到淮河上游一带。这些地区正是吴仁广等^[11]及王绍武等^[12]所定的雨型中雨带出现的位置。因此向量 EOF 各模态的时间系数与降水的主要相关地区反映了我国夏季雨带集中的地区。

从图 2 不难看出某一地区降水异常可由不止一种向量 EOF 模态引起，实际上由于模态相关系数可正可负，当时间系数

为负时，也可以理解为有一种流场向量与原模态完全相反的模态（以下用 $-EOF$ 表示）出现，这将使产生某类降水型的可能性增加，如 EOF1 模态对应长江流域多雨，而河套及其以东地区、华北及东北南部少雨，而 $-EOF1$ 模态则对应另一种完全相反的降水可能分布。以下我们对王绍武等^[12]所定的各雨型，依相关场与雨型的相似程度，分别列出最主要的两个相关模态，其中第一个引起的降水可能分布最与雨型相似。

东北、华北多雨型： $-EOF1$ 、 $EOF5$ ；

西北多雨型： $-EOF1$ 、 $-EOF8$ ；

黄淮多雨型： $EOF3$ 、 $-EOF4$ ；

长江多雨型： $EOF1$ 、 $EOF2$ ；

江南多雨型： $EOF4$ 、 $-EOF3$ ；

全国少雨型： $EOF8$ 、 $-EOF5$ 。

吴仁广等^[11]所定的雨型中，其长江型和黄河河套型分别与王绍武等^[12]的长江多雨

型及西北多雨型相近, 因此可能引起它们的向量 EOF 模态也类似, 但他们将黄淮之间的雨带分为黄淮西型及黄淮东型, 分别可能由 EOF3 和 EOF2 以及 -EOF2 和 -EOF4 模态产生。

由上面的分析可以看到, 异常环流各模态对应一定的降水可能分布, 并能得到比较合理的物理解释, 它与主要根据夏季降水雨带位置而确定的雨型有相当好的对应关系, 实际上提供了导致这些雨型出现的可能异常环流状态, 这对我们从物理上而不仅从降水形态上更为合理地划分降水类型以及寻找降水异常的成因是十分有帮助的。

3.3 EOF1 及 EOF2 模态时间系数与我国夏季典型旱涝年的关系

EOF1 和 EOF2 是最主要的两个模态, 计算表明 EOF1 的时间系数与我国夏季华北、长江中下游及华南地区平均降水的相关分别为 -0.32、0.46 及 -0.11, 而 EOF2 则分别为 -0.14、0.28 及 -0.22, 下面就这三个地区夏季严重旱涝年份讨论它们的作用。

1980~1997 年期间我国华南、长江中下游及华北地区严重旱涝年份的环流异常状况, 可由对应年份的 EOF1 及 EOF2 夏季平均时间系数变化作出一定的说明, 其中以长江中下游严重旱涝与 EOF1 及 EOF2 两模态时间系数关系对应得最好 (表 1)。

表 1 华南长江中下游及华北地区严重旱涝年份¹⁾ EOF1 及 EOF2 模态时间系数夏季平均振幅 (括号内为标准化偏差)

地区	旱涝状况	年代	振幅	
			EOF1	EOF2
华南	旱	1989	-6.28 (-0.28)	24.32 (1.35)
	涝	1993	28.84 (1.30)	12.35 (0.68)
		1994	-39.10 (-1.76)	-10.84 (-0.60)
		1995	26.84 (1.21)	-9.68 (-0.54)
		1996	-14.56 (-0.66)	5.51 (0.31)
长江中下游	旱	1985	-14.48 (-0.65)	-18.69 (-1.04)
	涝	1980	28.10 (1.26)	13.08 (0.72)
		1983	28.61 (1.29)	2.21 (0.12)
		1989	-6.28 (-0.28)	24.32 (1.35)
		1991	18.91 (0.85)	-13.60 (-0.75)
		1993	28.84 (1.30)	12.35 (0.68)
		1995	26.84 (1.21)	-9.68 (-0.54)
华北	旱	1983	28.61 (1.29)	2.21 (0.12)
		1986	-0.89 (-0.04)	2.95 (0.16)
		1992	11.13 (0.50)	9.34 (0.52)
	涝	1996	-14.56 (-0.66)	5.51 (0.31)

由表 1 可见, 长江中下游 1985 年干旱主要是当年 EOF1 及 EOF2 模态时间系数为强负值的结果, 计算表明这两个模态时间系数在当年夏季三个月都为负值, 而有的年份 (如 1981、1984、1997) 虽然夏季平均这两个模态系数也为负值, 但都没有持续三个月为负值的。因此 1985 年长江流域的旱情主要是不利于长江流域降水异常环流形势持续

1) 国家“九五”重中之重科技项目“我国短期气候预测系统的研究”项目执行专家组, 区域严重旱涝年表, 1997。

维持的结果。相反,长江中下游洪涝年份的 EOF1 时间系数大都为较大正值,仅 1989 年例外,但这一年 EOF1 负值较小,而 EOF2 系数为比较大的正值(达 24.32)。涝年中 EOF2 也大都为正值,仅 1991、1995 年例外。因此对长江中下游而言,当 EOF1 及 EOF2 的模态时间系数为较大正值时将导致洪涝,反之干旱,其中因 EOF1 模态所占方差较大,显然 EOF1 模态起的作用是主要的。

与我国华南和华北地区对应关系相对复杂一些,但不少年份仍可以 EOF1 和 EOF2 对长江中下游的影响与华南和华北地区大致相反来解释。如华南 1989 年的旱可能主要是当年 EOF2 时间系数较大的缘故,1994 年的涝则与 EOF1 及 EOF2 时间系数均为负值有关。1996 年的涝可能与当年 EOF1 模态时间系数为负有关。而华北地区 1983 年及 1992 年的旱则可能是 EOF1 及 EOF2 模态时间系数均为明显正值的缘故。

但对华南 1993 年和 1995 年的涝及华北 1986 年的旱,比较难以用 EOF1 及 EOF2 模态时间系数说明,可能是有利于此形势的其他模态或几个模态的综合影响,这里就不仔细讨论了。

如以季内连续 2 个月模态时间系数同号的比例作为各模态持续性的指标,统计表明 EOF1~8 中以 EOF1 和 EOF4 最高,达 64%, EOF2 次之达 61%,最低是 EOF3 为 50%,而异常环流的持续是导致旱涝的重要原因,这再次证明 EOF1 和 EOF2 模态对我国夏季降水的重要影响。

3.4 年际变化的多时间尺度特征

为了突出季节年际变化特征,我们对各模态的季节平均的时间系数进行小波变换计算。图 4 为 EOF1~4 各模态季节平均时间系数的小波变换系数模平方的时频分布。

EOF1 模态(图 4a)的小波系数模平方大值区主要在 5 年以下,1984 年和 1990~1995 年 2 年周期相当明显,但 1984~1986 及 1996 年以后 4 年及 5 年周期信号也很明显,而低频的周期振幅不大,这可能与使用的资料长度不够长有关。

EOF2 模态(图 4b)在 80 年代后半期到 90 年代初有明显的 3 年周期,并以 1988~1989 年期间最强,而其他时段各种周期的信号均很小。

在图 4c 中显示 EOF3 模态在 80 年代末到 90 年代初 4 年周期是主要的,而 9 年左右周期有从 80 年代向 90 年代越来越强的趋势。

EOF4 模态主要周期在 6 年以下(图 4d),在 80 年代初一般以 6 年周期为主,1989 年前后 4~5 年周期的信号很明显。而 1984~1985 年 2 年周期也相当强。

EOF5~7 模态均显示在 80 年代初期 6 年周期很显著,而 EOF8 则在 80 年代 3~4 年周期明显(图略)。

总之,就各模态的振荡周期而言,3~6 年周期是很明显的,特别是 4 年左右周期振荡。ENSO 现象具有明显的 4 年左右振荡特征,在我们所研究的期间,1983、1987、1991 和 1995 年是 El Niño 年,这几年 EOF1 振幅均很大,1987 年虽不是严重涝年,但 EOF1 振幅在夏季也达到 15.92,这说明在一定程度上异常环流的模态会受到 El Niño 现象的影响,但由于异常环流形成的复杂性,主要模态 EOF1 和 EOF2 的大值年并不与 El Niño 年完全一致(如 1980 年)。此外,1997 年也是 El Niño 年,但 EOF1 及 EOF2 均为弱的负值,因此单用 ENSO 因素可以解释大部分主要模态年际变动,但还有的年份需要寻找别的原因,这需要做深入研究。

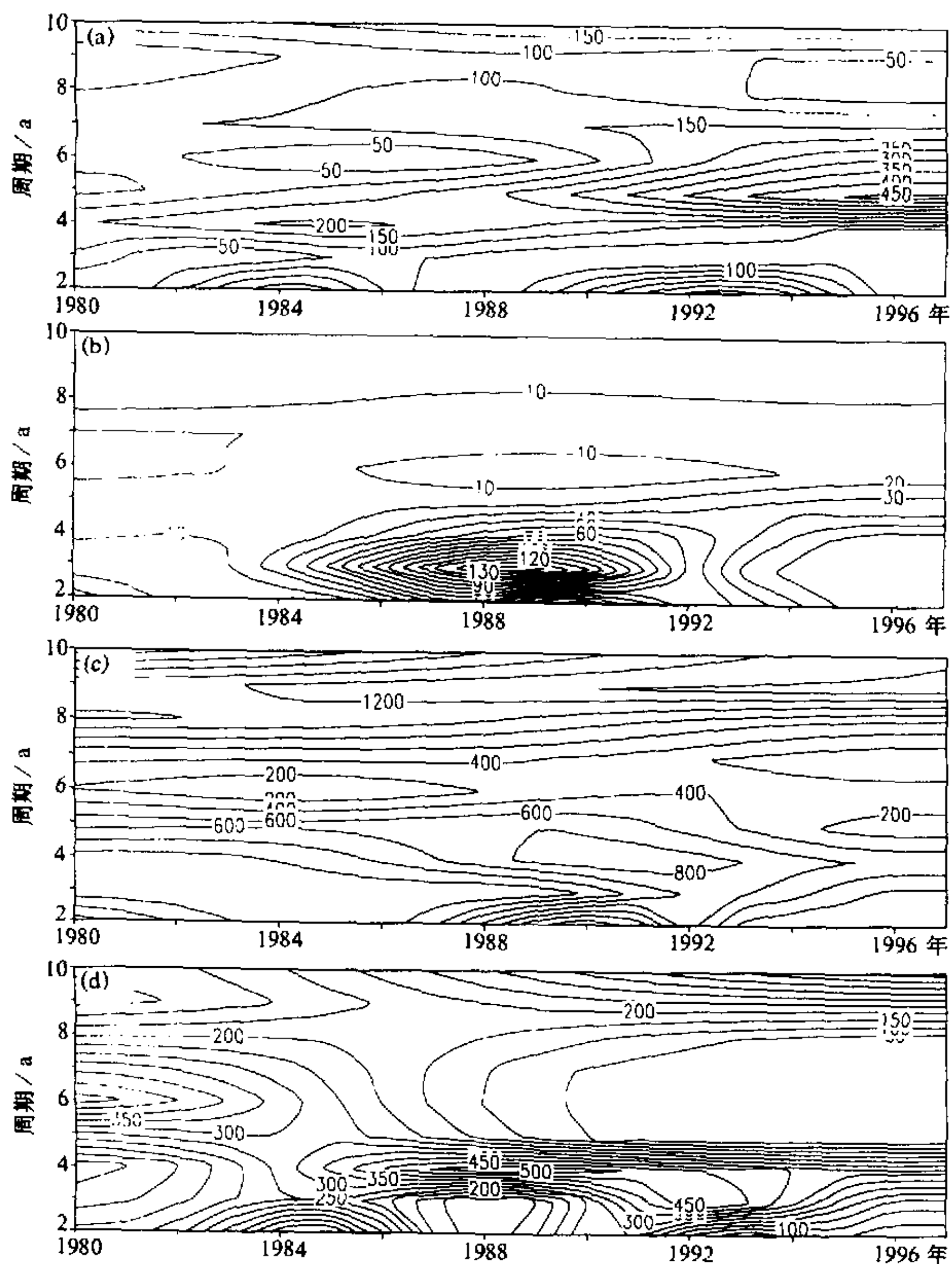


图 4 500 hPa 层流场距平向量 EOF1~4 模态 (a~d) 时间系数的小波变换系数模平方的时频分布

4 结论

(1) 流场向量 EOF 经验正交分解提供了比较客观的划分夏季异常环流型方法, 从 500 hPa 上前 8 个主要模态来看, 中国大陆到西太平洋地区的异常环流大致可分为以纬向异常气流为主和以经向气流为主的两种基本类型, 并以前者为主。

(2) 异常环流各模态与我国夏季降水 (雨型) 有特定的对应关系。其最主要的模态 EOF1 及 EOF2 可以解释我国夏季降水的最主要分布类型。

(3) 异常环流各模态时间系数都有明显的季内及年际变化, 其季节平均的模态时间系数的小波分析表明, 3~6 年的年际振荡是主要的。

本文对夏季东亚异常环流的时空分布作了初步研究, 其结果对我们从物理上认识和更好地划分夏季降水型态提供了依据, 但未涉及产生异常环流的原因, 特别是 EOF1 及 EOF2 模态, 它关系到我国长江流域旱涝, 有待使用更多资料进一步深入研究。

致谢: 陈烈庭研究员对本文初稿提出不少宝贵的修改意见, 杨艳霞同志担任了本文的打字和绘图工作, 在此一并表示感谢。

参 考 文 献

- 1 邓爱军、陶诗言、陈烈庭, 我国汛期降水的 EOF 分析, 大气科学, 1989, 13(3), 289~295.
- 2 Nitta Tsuyoshi and Zeng-Zhen Hu, Summer climate variability in China and its association with 500 hPa height and tropical convection, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1996, 74(4), 425~445.
- 3 王晓春、吴国雄, 中国夏季降水异常模与副热带高压的关系, 大气科学, 1997, 21(2), 161~169.
- 4 Weng Hengyi, K.-M. Lau and Yongkang Xue, Multi-scale summer rainfall variability over China and its long-term link to global sea surface temperature variability, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1999, 77(4), 845~856.
- 5 Song Zhengshan, Zhu Baozhen, Yang Hui and Fu Xiaowei, Summer subtropical anomaly circulation regimes over Western Pacific and its relation to the rainfall anomalies over China, *Climate Variability (Proceedings of International Workshop on Climate variability, July 13~17, 1992, Beijing, China)*, Eds. Ye Duzheng et al., China Meteorological Press, Beijing, 1993, 104~113.
- 6 王盘兴, 气象向量场的自然正交展开方法及其应用, 南京气象学院学报, 1981, (1), 37~47.
- 7 周紫东、王五在、杜行远, 向量场的经验正交展开及其应用, 气象学报, 1983, 41(1), 24~32.
- 8 施能编著, 气象科学与预报中的多元分析方法, 北京: 气象出版社, 1995, 221~222.
- 9 杨辉、宋正山, 华北水资源多时间尺度分析, 高原气象, 1999, 18(4), 496~508.
- 10 叶笃正、黄荣辉等著, 长江黄河流域旱涝规律和成因研究, 济南: 山东科学技术出版社, 1996, 273~285.
- 11 吴仁广、陈烈庭, 中国东部夏季雨带分布类型及其与大气环流异常的关系, 黄荣辉主编, 灾害性气候的过程及诊断, 北京: 气象出版社, 1996, 14~22.
- 12 王绍武、叶瑾琳、龚道溢、陈振华, 中国东部夏季降水型的研究, 应用气象学报, 1998, 9, 65~74.

Vector EOF Expansion of Summer Monthly Anomalous Wind Fields at 500 hPa over East Asia Relation to Rainfall over China

Song Zhengshan and Yang Hui

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract Using the summer monthly mean wind field and the rainfall data in China from 1980 to 1997, the spatial and temporal variation characteristics of main anomalous modes of wind field have been studied by the method of vector EOF expansion. It has been found that there exists close relationship between the main modes and summer rainfall in China, especially EOF1 and EOF2. The time coefficients of main modes display feature of multiple time scale, among them the 3~6 year fluctuations are obvious.

Key words: vector EOF expansion; rainfall; correlation analysis; multiple time scale