

王鑫, 马振锋, 川渝地区主汛期降水的年代际变化与短期气候预测模型的建立[J]. 高原气象, 2010, 29(3): 595—604

川渝地区主汛期降水的年代际变化与短期气候预测模型的建立

王鑫¹⁻², 马振锋³

(1. 中国气象局 成都高原气象研究所, 四川 成都 610071; 2. 四川省农业气象中心, 四川 成都 610072;
3. 四川省气候中心, 四川 成都 610072)

摘 要: 利用 1951—2007 年川渝地区 20 个代表站主汛期的降雨量资料、太平洋逐月海温资料和 NCAR/NCEP 逐月再分析资料, 通过 EOF 等方法, 研究了川渝地区主汛期降水的年代际变化, 并建立了短期气候预测模型。结果表明, 川渝地区主汛期降水主要模态存在明显的年代际变化, 不同时段降水异常最主要的模态存在差异, 从 20 世纪 90 年代初开始, 全盆地降水异常一致型是最主要的模态。用前期赤道中东太平洋的海表温度、北大西洋地区的西风强度、西北太平洋极涡强度和东亚大槽强度作为预测因子, 建立的降水预测模型对近年川渝地区汛期降水有较强的预测能力。降水主要模态的年代际变化及其所对应的前期预测因子的变化是影响模型预测能力的关键因素。

关键词: 川渝地区; 汛期降水; 年代际变化; 气候预测模型

文章编号: 1000-0534(2010)03-0595-10 **中图分类号:** P426.61⁺4 **文献标识码:** A

1 引言

川渝地区地处青藏高原下游, 由于青藏高原大地形的影响, 该地区的气候具有显著的区域特征^[1-3], 它的变化对亚洲, 乃至全球天气气候具有显著影响^[4-10]。在全球变暖的大背景下, 该地区呈降温趋势^[11-12]。关于川渝地区主汛期降水的研究, 主要集中在年际变化方面。有研究表明^[13], 降水年际变化最主要的特征是东—西部反位相分布, 其次是全区降水一致变化。也有研究表明^[14], 川渝地区汛期降水最主要的异常特征是全区降水一致增加或减少, 其次是东—西部反位相。年际间降水异常主要模态是汛期降水预测的一个重要依据^[13]。因此, 确定降水年际变化的最主要模态对短期气候预测是非常重要的。

在 20 世纪 70 年代, 全球海气系统存在一次明显的年代际变化^[15-16]。Wang^[17]指出, 1978 年前后 ENSO 处于两种不同阶段。全球海气系统的年代际变化对气候系统有着显著影响, 它调节和制约

着气候系统内部一些物理量年际间的变化关系。东亚夏季风与热带太平洋海表温度之间的关系在 1951—1977 年和 1978—1996 年两个阶段具有明显的不同^[18]。Wu et al.^[19]的研究表明, ENSO 和季风的关系在 70 年代末的中国北部和日本也有显著的改变。前期海洋和大气的异常特征是短期气候预测的主要依据之一。夏季降水与前期预测因子之间的关系也存在着明显的年代际变化^[20-21]。现有的一些短期预测模型基本都是基于早期的气候资料建立起来的。鉴于气候系统年代际变化对降水预测因子的可能影响, 利用相对较新的资料, 重新寻找一些有意义的前期预测因子并建立新的预测模型是必要的。

不同研究得出不同的川渝地区降水主要模态, 一方面可能是选取资料、分析时段和分析方法等不同造成的, 另一方面可能是由于气候系统年代际变化所引起的川渝地区降水主要模态产生年代际变化造成的。本文首先分析川渝地区主汛期降水异常的主要模态及其可能的变化, 在此基础上, 寻找各模

收稿日期: 2009-06-17; 改回日期: 2009-11-01

基金项目: 干旱气象科学研究基金项目(IAM200710); 四川省气象局科学技术研究开发项目(川气 2009-04-02); 中国气象局成都高原气象研究所基本科研业务费专项项目(BROP200902); 川渝干旱灾害预测技术优化与应用项目(CMHTC2008M25); 国家自然科学基金项目(60832012, 403753)共同资助

作者简介: 王鑫(1982—), 女, 吉林通化人, 助工, 主要从事短期气候预测研究与业务工作。E-mail: youlan9015@sina.com

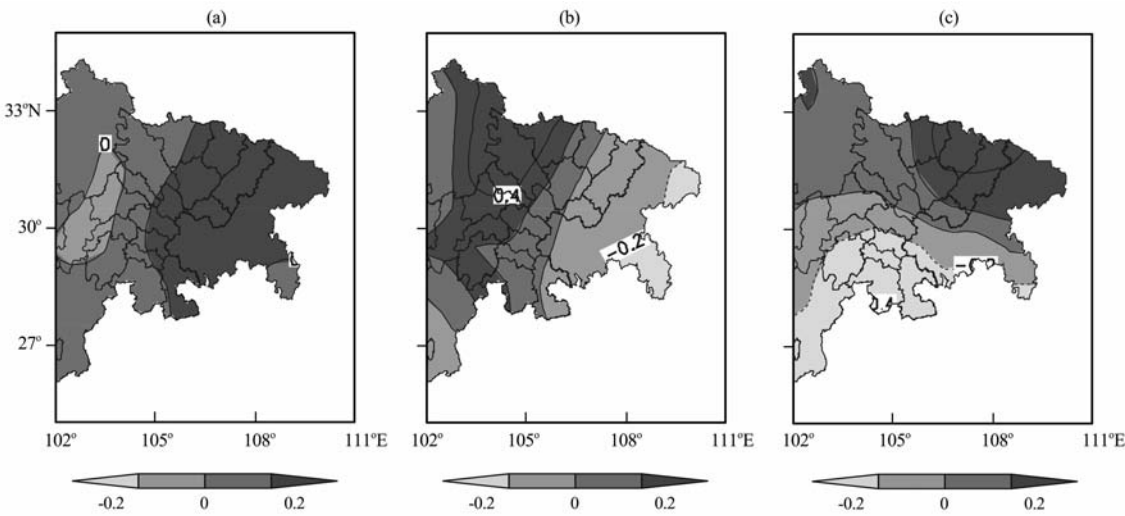


图 1 1951—2007 年川渝地区主汛期降水距平百分率 EOF 分析的前三个特征向量空间分布
(a) PC1, (b) PC2, (c) PC3

Fig. 1 The first three EOF modes of percentage of precipitation anomalies in flood period of Sichuan and Chongqing from 1951 to 2007

态所对应的前期预测因子，最后建立川渝地区主汛期降水的预测模型，并对模型的预测性能进行检验。

2 资料选取

选取川渝地区 20 个站(马尔康、康定、广元、绵阳、德阳、成都、巴中、广安、自贡、内江、宜宾、纳溪、西昌、南充、遂宁、涪陵、万县、达州、重庆、酉阳) 1951—2007 年 6~8 月逐月降水资料，NCAR/NCEP 提供的 1951—2007 年北半球 100 hPa、500 hPa 等压面 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ 格点的逐月高度场、风场再分析资料和 1951—2007 年逐月 $5^{\circ}\times 5^{\circ}$ 格点的太平洋海温再分析资料。

3 川渝地区夏季降水的主要模态

首先，利用 EOF 分析获取川渝夏季降水的主

要模态。对 1951—2007 年 6~8 月川渝地区主汛期总降水量的距平百分率进行 EOF 展开，得到前三个特征向量对降水距平百分率的方差贡献分别为 31.7%，21.1%和 9.9%，三者之和占总方差贡献的 62.7%，解释了总方差的绝大部分，基本可以表征四川盆地的主要降水异常类型。前三个特征向量的空间分布型分别表现为全盆地降水异常一致型(I 型)、东—西部反位相型(II 型)和南—北部反位相型(III 型)(图 1)。从各特征向量的时间系数可以看出，它们的年际和年代际变化均很明显。11 点滑动平均的时间系数表明，第一特征向量时间系数(图 2a)在 20 世纪 80 年代为较大的正值，表明这期间四川盆地降水一致偏多较显著；从 50 年代末到 70 年代末为较强的负值，表明这期间四川盆地降水一致偏少较显著。第二特征向量时间系数(图

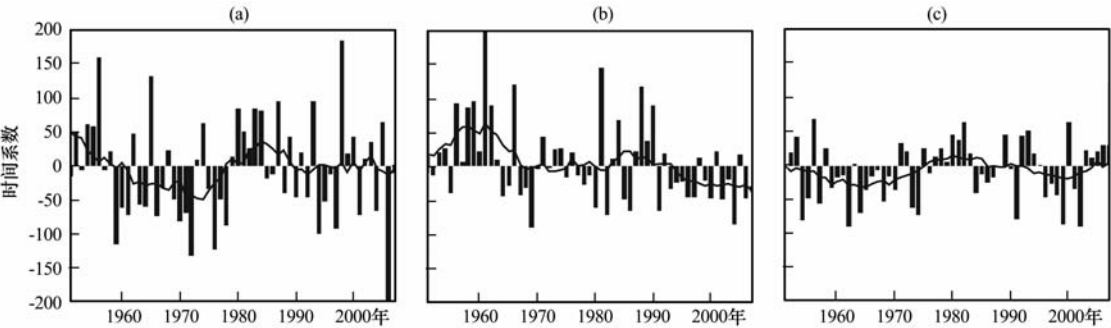


图 2 同图 1，但为时间系数

直方柱为时间系数，实线为时间系数的 11 点滑动平均值

Fig. 2 The same as Fig. 1, but for the time series (bar). The solid line is the eleven point smooth average value of the time series

2b)从 50 年代中期到 60 年代初为较强的正值,表明这期间四川盆地降水西部多、东部少的特点较显著;从 90 年代初至今为较强的负值,表明这期间四川盆地降水西部少、东部多的特点较显著。第三特征向量时间系数(图 2c)从 50 年代中期到 60 年代末、90 年代后期到 21 世纪前期为负值,但是强度弱。

通过上述分析可以看出,川渝地区不同的降水异常模态在不同时间段的显著性存在差异,即降水

的主要模态存在年代际变化。因此,从短期气候预测的角度出发,不同降水异常型所对应的各个前期预测因子在不同时间段的重要性也应有所不同。

以前采用 EOF 分析得到的关于“川渝地区降水异常的主要模态存在差异”的研究结论^[13-14],可能由两方面原因引起:一是降水主要模态存在年代际变化,即当研究时段不同时,主要模态也自然不同;二是选作分析的站点不同。为了进一步说明川渝地区夏季降水主要模态的年代际变化及其对

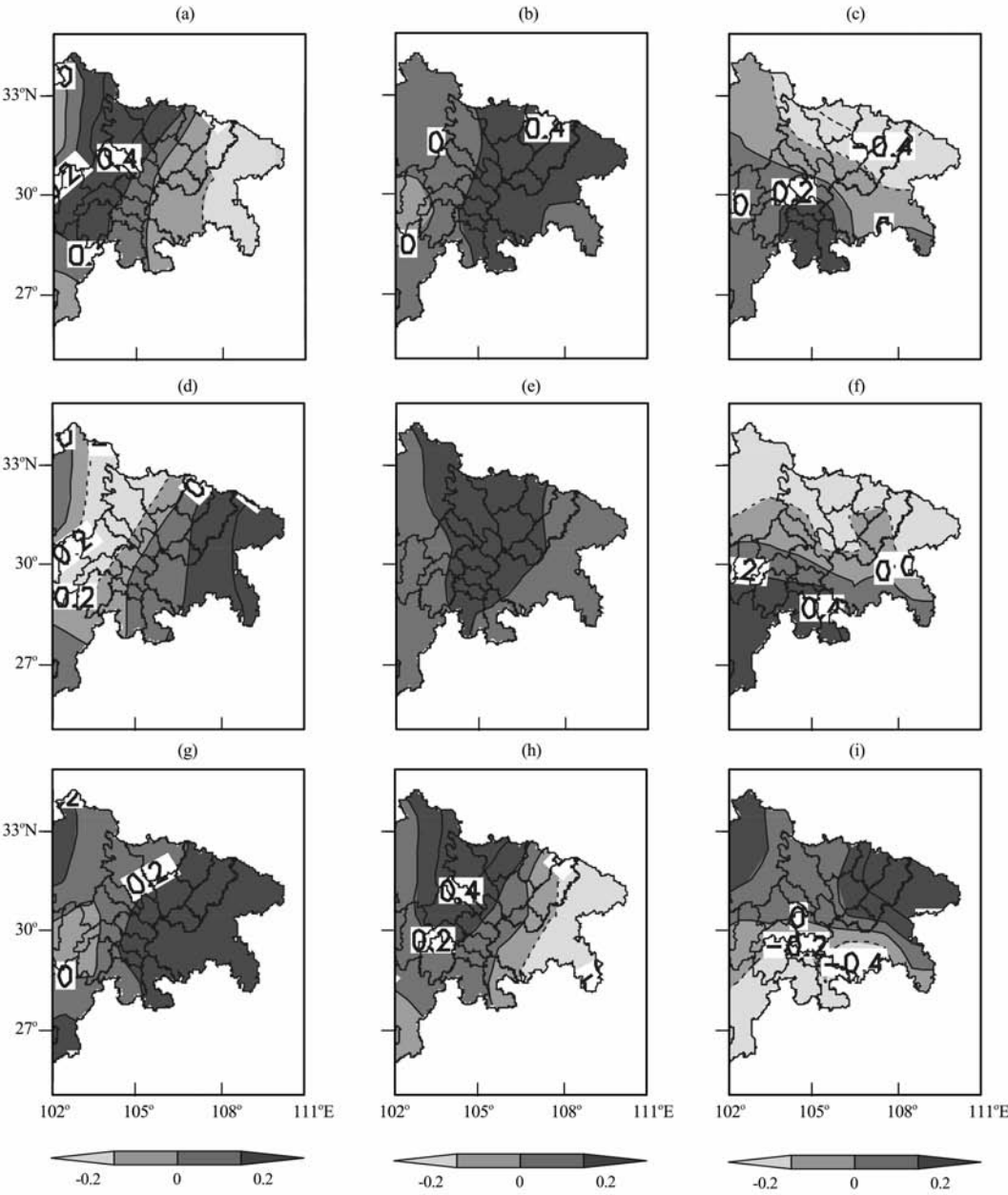


图 3 川渝地区主汛期降水距平百分率 3 个时间段的 EOF 展开
(a)~(c) 1956—1985 年, (d)~(f) 1966—1995 年, (g)~(i) 1976—2005 年, (a), (d), (g) PC1, (b), (e), (h) PC2, (c), (f), (i) PC3

Fig. 3 EOF expansion of three different periods of percentage of precipitation anomalies in flood period of Sichuan and Chongqing. (a)~(c) in 1956—1985, (d)~(f) in 1966—1995, (g)~(i) in 1976—2005

EOF 分析所得川渝降水主要模态的影响,下面把全部资料划分成 3 个连续时段(1956—1985 年、1966—1995 年及 1976—2005 年),分别对这 3 个连续 30 年 6~8 月总降雨量距平百分率进行 EOF 展开。虽然这 3 个连续时段 EOF 展开的前三个主分量都解释了川渝地区 6~8 月总降水量的绝大部分,并且各主分量都具有明显的分布特征,但对比这三个连续时段发现,前三个特征向量在各时段内所表现的空间分布特征并不完全相同。其中,1956—1985 年和 1966—1995 年 EOF 展开的前三个特征向量具有相同的空间分布特征,分别为东—西部反位相(Ⅱ)型、全盆地一致(Ⅰ)型和南—北反位相(Ⅲ)型;而第三时段(1976—2005 年)EOF 分解后所得第一、二特征向量的空间分布具有与前两个时段恰好相反的分布特征,即第一特征向量空间分布为Ⅰ型,第二特征向量空间分布为Ⅱ型,第三个特征向量空间分布无变化,仍为Ⅲ型(图 3)。也就是说,随着时间演变,前两个特征向量所占比重发生了变化。

综合前面分析可以得出,川渝地区主汛期降水异常的主要模态有较为明显的年代际变化特征。目前,全盆地降水异常一致是川渝地区主汛期降水异常的主要模态,其次是东—西部反位相分布,再次是南—北反位相分布。

4 主汛期降水预测因子分析

基于以上对川渝地区主汛期降水异常分布型的

讨论,同时考虑到较长样本所得结论更加可靠,下面首先对 1970—2001 年 6~8 月川渝地区夏季降水距平百分率进行 EOF 展开,然后利用各特征向量所对应的时间序列,采用相关分析,从预测信号的角度出发来寻找各降水异常型的前期预测因子。

对 1970—2001 年 6~8 月川渝地区 20 个代表站总降水量的距平百分率资料进行 EOF 展开,得到前三个主分量对主汛期总降水量距平百分率的方差贡献分别为 35.3%,17.7%和 11.5%,累计方差贡献率为 64.5%,解释了总方差的绝大部分。其中,第一主分量表现出全盆地降水一致的特征,第二、第三主分量分别表现出东—西和南—北反位相的特征(图略)。这个时段 EOF 分析结果反映了当前的气候特征,即全盆地降水异常一致型是最主要的。因此,利用该时段分析结果寻找的前期预测因子,对于当前的降水预测是有实用价值的。

相关分析是寻找前期预测因子的一种有效手段。在寻找前期预测因子时,首先讨论川渝地区各主要降水异常型的时间序列与前期太平洋海表温度和北半球高度场的相关关系;然后对各相关高值区进行细致分析,归纳特点;最后利用气候学和天气学的有关知识,挑选物理意义明确且预测能力较强的因子作为前期强信号因子。

4.1 盆地降水一致型的预测因子

由于海温异常具有持续性特点,因此,前期海表温度异常是短期气候预测的重要依据之一。用第一主分量时间序列与前期赤道太平洋 SST 求相关,

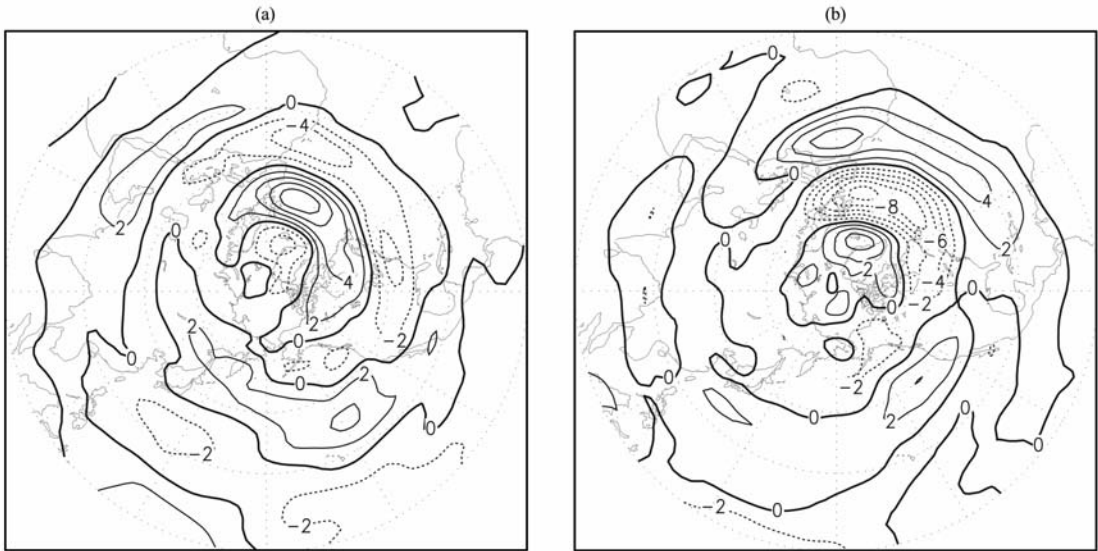


图 4 12 月北大西洋西风指数偏强年(a)、偏弱年(b)合成的 500 hPa 纬向风距平场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 4 The anomaly of composited zonal wind (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) on 500 hPa in positive (a) and negative years (b) of North Atlantic zonal wind index in December

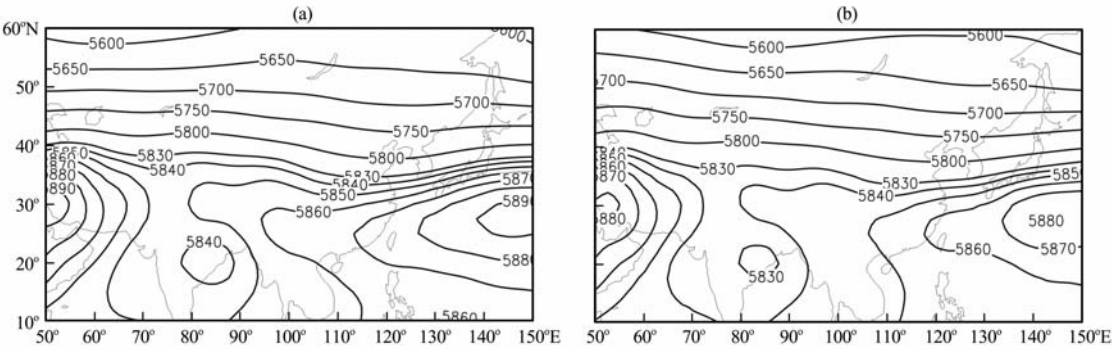


图 5 前期冬季(12 月)北大西洋西风指数偏强年(a)、偏弱年(b)合成的夏季 500 hPa 位势高度场(单位: gpm)

Fig. 5 The composited geopotential height on 500 hPa in summer in positive (a) and negative years (b) of North Atlantic zonal wind index in preceding December. Unit: gpm

发现该时间系数与当年 2~4 月 Niño 3 区(5°S~5°N, 90°~110°W)海温异常表现为较好的正相关, 相关系数为 0.5, 通过 $\alpha=0.01$ 的显著性水平检验。由于第一主分量空间分布一致为正, 也就是说, 当前期 Niño 3 区 SST 偏高时, 川渝地区主汛期降水一致偏多; 反之, 当前期 Niño 3 区 SST 偏低时, 川渝地区主汛期降水一致偏少。Niño 3 区海表温度是表征厄尔尼诺和拉尼娜事件的重要指标, 有关 ENSO 对中国地区旱涝影响机理的研究已经很多, 这里不再赘述。

从第一主分量时间序列与前冬 12 月 500 hPa 高度场的相关性分析中发现, 在北大西洋地区存在大片的高值相关区, 并且该高值区具有南、北反向的特征。冬季, 北大西洋地区最显著的环流异常是北大西洋涛动。当北大西洋涛动异常时, 中高纬西

风环流也表现为明显的异常。研究表明, 前期北大西洋涛动对后期东亚夏季风和中国的旱涝有显著影响^[21]。基于上述考虑, 用 500 hPa 等压面上, 0°~55°W 经度内, 30°N 与 60°N 纬度带的位势高度差值表示北大西洋地区的西风强度, 并称之为北大西洋西风指数。以北大西洋西风指数标准化值异常>1 为标准(图略), 选取 6 个正异常年: 1973, 1980, 1983, 1987, 1994 和 1995 年; 5 个负异常年: 1970, 1971, 1976, 1996 和 1997 年进行合成分析。合成结果表明, 选取的西风指数能很好地表征北大西洋地区的西风强弱变化(图 4), 正、负异常年, 最强的西风异常均出现在北大西洋地区, 并表现出完全相反的特征。当前冬 12 月北大西洋西风异常偏强时, 后期西太平洋副热带高压偏强、偏西, 伊朗高压偏强, 印度季风低压偏弱, 相应地在川渝地

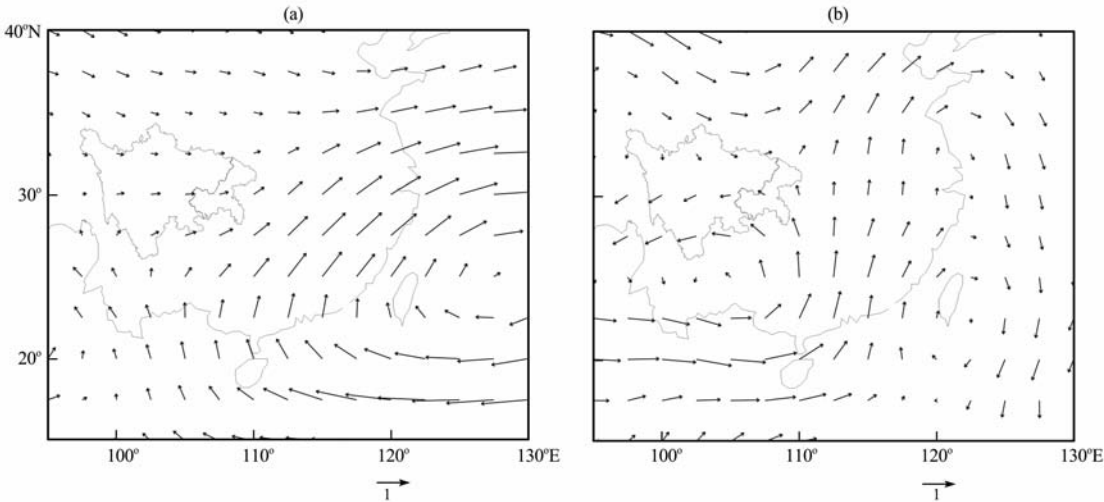


图 6 同图 5, 但为 700 hPa 距平风场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 6 The same as Fig. 5, but for anomaly wind field on 700 hPa. Unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$

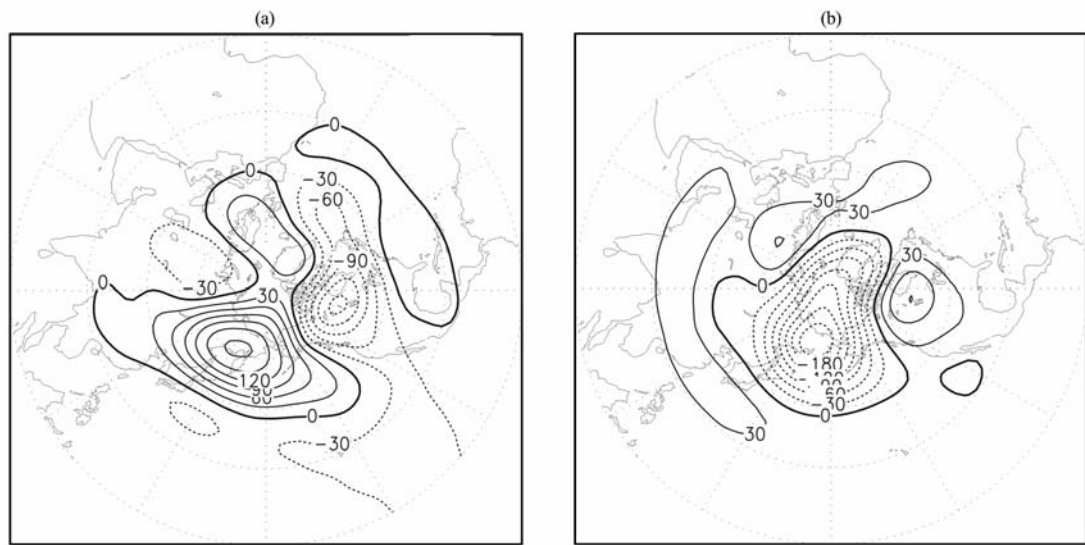


图 7 1 月西北太平洋极涡指数偏强年(a)、偏弱年(b)合成的 100 hPa 位势高度距平场(单位: gpm)
Fig. 7 The anomaly field of composited geopotential height on 100 hPa in positive (a) and negative (b) years of Northwest Pacific Polar vortex index in January. Unit: gpm

区形成异常西南风和西北风的辐合区,有利于冷、暖空气交汇,降水容易偏多(图 5a、图 6a);反之,当前冬 12 月北大西洋西风异常偏弱时,对应的后期西太平洋副热带高压偏弱、偏东,伊朗高压偏弱,印度季风低压偏强(图 5b),川渝地区表现为异常东北风和西南风的辐散区,不利于冷、暖空气交汇形成降水(图 6b)。进一步分析发现,北大西洋西风指数与第一特征向量时间序列的相关达到 0.5,通过 $\alpha=0.01$ 的显著性水平检验,因此,可以把它

作为一个重要的预测因子。
4.2 盆地降水东-西部反位相的预测因子
冬季北半球对流层中上层最为显著的大气环流特征是绕极区的气旋式涡旋,也称之为极涡,极涡是大规模冷空气活动的象征。由于极涡具有较强的稳定性,因此,冬季极涡的变化不但能对同期气候产生影响,有时也常常能够影响夏季的大气环流状况^[22]。通过计算第二主分量的时间序列与前期 1 月 100 hPa 位势高度场的相关,发现二者在西北太

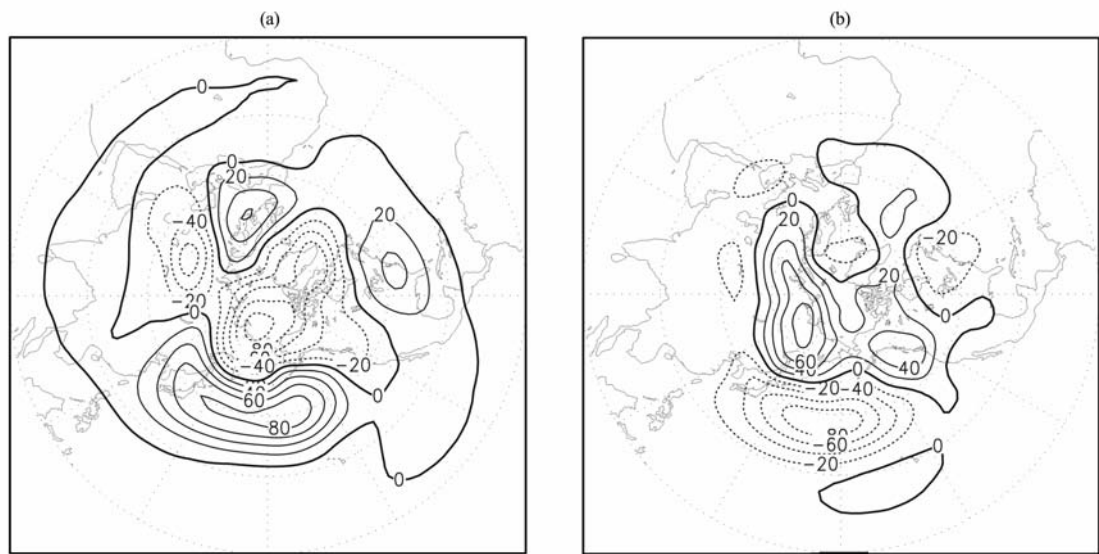


图 8 1 月东亚大槽指数偏强年(a)、偏弱年(b)合成的 500 hPa 位势高度距平场(单位: gpm)
Fig. 8 The anomaly field of composited geopotential height on 500 hPa in positive (a) and negative years (b) of East-Asian trough index in January. Unit: gpm

平洋附近存在较好的正相关。对 1 月(145°~175°E, 55°~62.5°N)范围内的 100 hPa 位势高度场进行区域平均, 并以其标准化值异常>1 为标准(图略), 选取异常偏强年(1971, 1974, 1982 和 1991 年)和异常偏弱年(1981, 1988, 1989 和 2001 年)进行合成分析。结果表明(图 7), 强、弱年合成的位势高度异常在西北太平洋地区最为明显。此外, 强、弱年的异常在整个北半球基本表现出相反的特征。我们将该差值定义为西北太平洋极涡指数, 计算它与第二主分量时间序列的相关系数达到-0.55, 通过 $\alpha=0.01$ 的显著性水平检验, 可以用来预测盆地降水异常东—西振荡的特征。

4.3 盆地降水南—北反位相的预测因子

冬季, 向南侵袭的冷空气与东亚大槽的位置和强度密切相关。东亚大槽的活动不仅影响局地天气、气候, 对大气环流的调整也有重要影响。利用第三主分量时间系数与前期 500 hPa 位势高度场求相关, 发现川渝地区夏季南北反位相的降水异常分布与前冬东亚大槽活动区位势高度变化有很好的相关关系。下面用 1 月(145°~165°E, 32.5°~40°N)范围内 500 hPa 高度场的区域平均值表征东亚大槽位置和强度变化, 以标准化值异常>1 为标准, 分别对异常偏强年(1972, 1973, 1988, 1989, 1993 和 2000 年)和异常偏弱年(1974, 1977, 1981, 1984 和 1997 年)进行合成。合成结果表明, 偏强年(图 8a), 亚洲大陆位势高度偏低, 西北太平洋位势高度偏高, 东亚大槽强度偏弱, 亚洲地区中高纬为两槽一脊的环流形势; 偏弱年(图 8b), 东亚大槽偏强、异常南伸, 亚洲地区中高纬为西高东低的环流形势。也就是说, 用 1 月 500 hPa(145°~165°E, 32.5°~40°N)范围的区域平均值来表征东亚大槽位置、强度变化是可行的, 因此我们将该区域平均值简称为东亚大槽指数。计算第三主分量时间序列与东亚大槽指数的相关系数为 0.43, 通过 $\alpha=0.02$ 的显著性水平检验, 因此, 东亚大槽指数可以用来预测盆地南—北相反的降水异常特征。

5 预测模型的建立与检验

为了检验所挑选的前期强信号对川渝主汛期降水的预测能力, 现将各预测因子引入到物理统计模型中, 建立川渝地区主汛期降水预测模型, 并对模型的预测效果进行检验。

5.1 预测模型的建立

这里采用马振锋等^[13]2004 年建立的预测川渝

地区汛期降水量的物理统计模型, 用强预测信号作因子场, 引入“方差权重”概念, 通过寻找最短相似距离确定相似年进而预测降水。下面对预测模型进行简要介绍, 细节请参考文献[13]。

由于模型中各预报因子依总降水量场 EOF 展开所得前三个主分量的时间系数而定, 而前三个主分量占总降水量的方差贡献并不相同, 即各因子对总降水量场的影响也不同, 因此, 这里采用方差权重来确定相似距离。

根据文献[13], 标准化因子:

$$X_{ik} = \frac{X_{ik} - \bar{X}_k}{S_k},$$
$$i = 1, 2, \dots, n,$$
$$k = 1, 2, \dots, 4,$$

其中, 平均值为

$$\bar{X}_k = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_{ik},$$
$$k = 1, 2, \dots, 4,$$

方差为

$$S_k = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (X_{ik} - \bar{X}_k)^2},$$
$$k = 1, 2, \dots, 4,$$

相似距离为

$$d = \sum_{i=1}^n |X_{ik} - \bar{X}_{jk}| \mu(k),$$
$$i = 1, 2, \dots, n,$$

其中:

$$\mu(k) = \frac{V(k)}{\sum_{i=1}^4 V(1)},$$
$$k = 1, 2, \dots, 4,$$
$$\sum_{k=1}^4 \mu(k) = 1,$$

式中, n 代表所选资料长度, 资料为 1970—2001 年共 32 年; k 为特征向量对应的前期预测因子。本文取前面分析得出的 4 个预测因子; X_{ik} 为第 i 年对应的前期预测因子, X_{jk} 为预报年对应的前期预测因子; $V(k)$ 为第 k 个因子对应的特征向量的方差贡献。根据 EOF 分析的结果, 这里 $V(1)=V(2)=35.3\%$, $V(3)=17.7\%$, $V(4)=11.5\%$; $\mu(k)$ 为第 k 个因子的方差权重系数, 数值由 $V(k)$ 确定。

按照相似原理, 根据相似距离的大小来确定相

似年。经过试验，我们选取相似距离最小的 3 年作为相似年进行降水预报，即：

$$P(j) = \sum_{k=1}^3 [R(k, j)W(k)],$$
$$j = 1, 2, \cdots, 20,$$

其中：

$$W(k) = \frac{1}{d(k)} / \sum_{k=1}^3 \frac{1}{d(k)},$$
$$\sum_{k=1}^3 W(k) = 1,$$

这里， j 代表测站数， $R(k, j)$ 是第 j 个测站第 k 个相似年 6~8 月的总降雨量， $P(j)$ 是第 j 个测站预报年汛期总降水量， $W(k)$ 是第 k 个相似年主汛期总降水量的权重系数。

5.2 模型效果检验

本文根据文献[23]的评估方法，对模型进行预报评分和距平相关系数(Acc)测评。下面对预报评分方法进行详细介绍：

$$P = \frac{N_0 + f_1 n_1 + f_2 n_2}{N + f_1 n_1 + f_2 n_2} \times 100,$$

式中， P 为预报评分； N 为参加评分范围内的总站数； N_0 为预报与实况距平符号相同的站数(距平为

“0”一律按正值计算)以及预报与实况虽然距平符号不同，但都属于正常级的站数； n_1 、 f_1 和 n_2 、 f_2 分别为一级异常预报和二级异常预报正确的站数和权重系数。根据文献[24]的计算结果，川渝地区季降水距平百分率 $|\Delta R| \leq 12\%$ 为正常级； $|\Delta R| \geq 20\%$ 为二级异常； $|\Delta R| \geq 50\%$ 为一级异常；季异常权重系数 $f_1=5$ ， $f_2=2$ 。

利用该模型对 1982—2001 年川渝汛期降水预测进行了回代检验，20 年平均预报评分超过 70。该模型对 2002—2007 年降水预测预报评分分别为 71.4, 73.1, 91.7, 72.7, 100 和 59.1，6 年平均预报评分达到 78，其中，2006 年预报效果最好。而原模型^[13]对这 6 年的预报评分为 45, 50, 50, 50, 54 和 50，平均预报评分还不足 50。

该模式预测的 2002—2007 年降水与实况降水的距平相关系数分别为 0.163, 0.296, 0.601, -0.181, 0.811 和 0.002，平均值为 0.282，相关系数数值最大的年份仍是 2006 年，其值超过 0.8；利用原模型预测结果计算的距平相关系数分别为 -0.429, -0.122, -0.238, -0.324, 0.044 和 -0.483，平均值为 -0.25。

通过对比不难看出，改进后的新模型的预测能

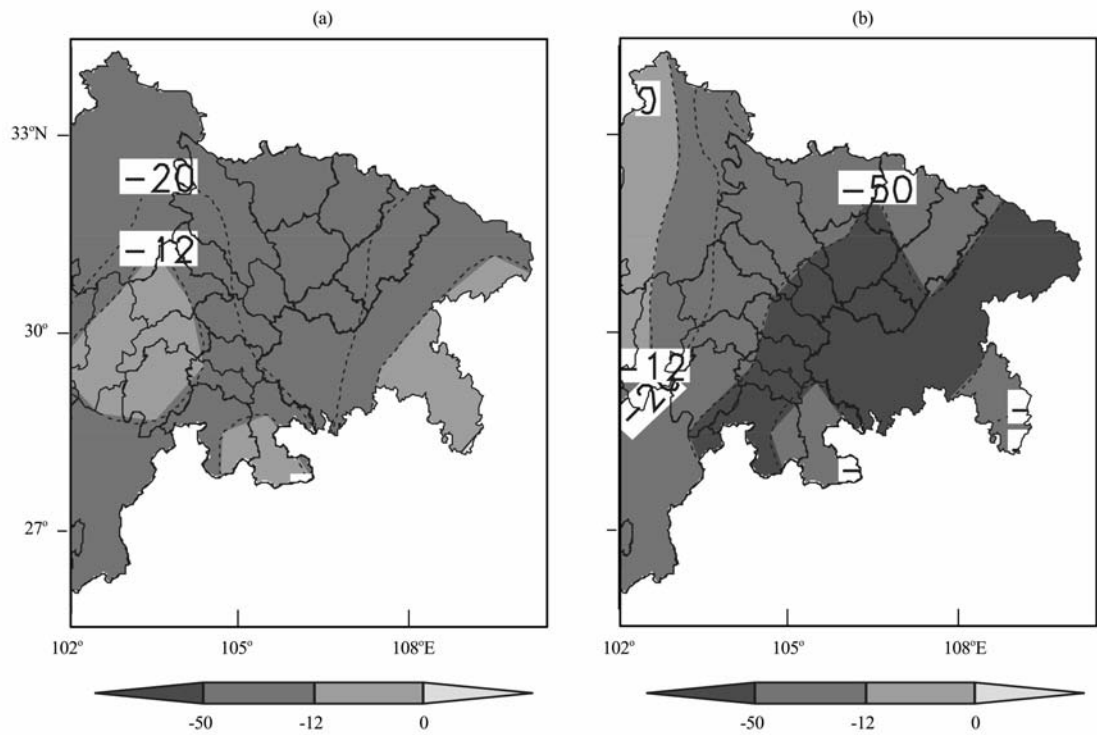


图 9 2006 年川渝地区主汛期降水距平百分率的模型预测(a)及降水实况(b)
Fig. 9 The prediction (a) and observation (b) of precipitation anomaly percentage
in flood period of Sichuan and Chongqing in 2006

力较以前有了大幅度提高。从建模思路分析入手可知,使得新模型预测能力提高的原因有两方面,一是改变了各降水异常模态的贡献;二是改变了各模态的前期预测因子。进一步比较还发现,不但降水的主要模态存在年代际变化,并且各模态所对应的前期预测因子也存在变化。图 9a, b 分别是 2006 年川渝地区主汛期降水距平百分率的预测、实况分布图。由图 9 可以看到,预测图准确地反映了 2006 年全盆地降水分布一致偏少的特征,但对重旱强度及重旱区位置的预测存在偏差,这也说明该预测模型仍有待进一步完善。

6 结论与讨论

本文首先对 1951—2007 年川渝地区 20 个代表站主汛期(6~8 月)的降雨量进行 EOF 分析,讨论了降水异常各主要模态的年代际变化及其对分析川渝地区降水主要模态的影响。随后利用 EOF 分析所得各特征向量的时间序列与全球大气环流资料和海表温度资料进行相关计算及合成分析,得到了一些物理意义明确的川渝地区降水预测因子。最后,利用这些预测因子建立川渝地区主汛期降水预测模型,并对预测结果进行了检验分析,得到如下结论:

(1) 川渝地区主汛期降水异常的主要模态有:全盆地一致型、盆地东—西反位相型和盆地南—北反位相型。其中全盆地一致型和盆地东—西反位相型存在明显的年代际变化。全盆地一致型从 20 世纪 90 年代初开始存在增强的趋势。盆地东—西反位相型在 50 年代中期至 60 年代中期、整个 80 年代均偏强,从 90 年代初至今偏弱。由于各模态的强弱变化具有年代际特征,因此,不同时段 EOF 分析得出的降水异常主要模态也存在差异。

(2) 分析近 30 余年资料发现,前期的赤道中东太平洋海表温度、北大西洋西风强度、西北太平洋极涡强度及东亚大槽强度均通过对后期夏季大气环流的影响作用,进而影响川渝地区降水,因此它们可以作为预测川渝地区主汛期降水的前期信号因子。

(3) 利用上述预测因子建立川渝地区主汛期降水预测模型。预测结果评分表明,该模型具有较好的预测能力。与川渝地区原有预测模型对比发现,降水主要模态的年代际变化及所对应前期预测因子的变化是影响模型预测能力的关键因素。

本文着重揭示了川渝地区主汛期降水异常主要

模态存在年代际变化特征,有关其成因分析方面将另文讨论。从本文的分析可以看出,气候系统的年代际变化不仅会影响降水异常的主要模态,同时也会对各模态的前期预测因子产生影响。因此,短期气候预测研究中,考虑气候系统年代际变化的影响是十分必要的。

参考文献

- [1] 徐裕华. 西南气候[M]. 北京:气象出版社,1991:298
- [2] Yu R C, Wang B, Zhou T J. Climate effects of the deep continental stratus clouds generated by Tibetan Plateau[J]. J Climate, 2005, 17: 2702—2713
- [3] 汤懋苍,李存强,张建. 高原及其四周的近代气候变化[J]. 高原气象,1988,7(1):39—48
- [4] 黄荣辉. 青藏高原对我国和世界气候环境的影响[J]. 地球科学进展,1988,2(1):25—26
- [5] 钱正安,焦彦军. 青藏高原气象学的研究和进展[J]. 地球科学进展,1997,12(3):207—216
- [6] 吴池胜,王安宇. 青藏高原隆起对亚洲夏季风形成作用的数值试验[J]. 高原气象,1995,14(4):425—433
- [7] 吴爱明,倪允琪. 青藏高原对亚洲季风平均环流影响的数值试验[J]. 高原气象,1997,16(2):153—164
- [8] 刘晓东. 青藏高原隆升对亚洲季风形成和全球气候与环境变化的影响[J]. 高原气象,1999,18(3):321—332
- [9] 梁潇云,刘屹岷,吴国雄. 青藏高原隆升对春、夏季亚洲大气环流的影响[J]. 高原气象,2005,24(6):837—845
- [10] 王同美,吴国雄,万日金. 青藏高原的热力和动力作用对亚洲季风区环流的影响[J]. 高原气象,2008,27(1):1—9
- [11] 马振锋,彭骏,高文良,等. 近 40 年西南地区的气候变化事实[J]. 高原气象,2006,25(4):633—642
- [12] Li J, R C Ru, T J Zhou, et al. Why is there an early spring cooling shift downstream of the Tibetan Plateau[J]. J Climate, 2005, 18(22):4660—4668
- [13] 马振锋,谭友邦. 预测川渝地区汛期降水量的一种物理统计模型[J]. 大气科学,2004,28(1):138—145
- [14] 蒋兴文,李跃清,李春,等. 四川盆地夏季水汽输送特征及其对旱涝的影响[J]. 高原气象,2007,26(3):476—484
- [15] Xiao D, J P Li. Spatial and temporal characteristics of the decadal abrupt changes of atmosphere-ocean system in 1970s [J]. J Geophys Res, 2007, 112, D24S22, doi: 10.1029/2007/JD008956
- [16] Trenberth K E, J W Hurrell. Decadal atmospheric-ocean variations in the Pacific[J]. Climate Dyn, 2002, 9: 303—309
- [17] Wang, B. Interdecadal changes in El Niño onset in the last four decades[J]. J Climate, 1995, 8: 267—285
- [18] Chang C P, Y S Zhang, T Li. Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part I: Roles of the subtropical ridge[J]. J Climate, 2000, 13: 4310—4325
- [19] Wu R G, Wang B. A contrast of the east Asian summer monsoon—ENSO relationship between 1962—1977 and 1978—

1993 [J]. J Climate, 2002, 15: 3266—3279

[20] 高辉. 淮河夏季降水与赤道东太平洋海温对应关系的年代际变化[J]. 应用气象学报, 2006, 17(1): 1—9

[21] 高辉, 王永光. ENSO 对中国夏季降水可预测性变化的研究[J]. 气象学报, 2007, 65(1): 131—137

[22] Gong D Y, C H Ho. Arctic oscillation signals in the East Asian summer monsoon[J]. J Geophys Res, 2003, 108(D2), 4066, doi:10. 1029/2002JD002193

[23] 赵振国. 中国夏季旱涝与环境场[M]. 北京: 气象出版社, 1999: 297

[24] 马振锋, 杨佑洪. 成都区域气象中心短期气候预测业务评估[J]. 气象, 2001, 12(12): 29—32

Interdecadal Variations of Summer Precipitation and a Short-Term Climate Prediction Model in Flood Period of Sichuan and Chongqing

WANG Xin¹⁻², MA Zhen-feng³

- (1. Institute of Plateau Meteorology, China Meteorological Administration, Chengdu 610071, China;
2. Agricultural Meteorology Center of Sichuan Province, Chengdu 610072, China;
3. Climate Center of Sichuan Province, Chengdu 610072, China)

Abstract: Using the observed monthly precipitation and Sea Surface Temperature (SST) and NCEP/NCAR reanalysis value data, the interdecadal variations of summer precipitation in the flood period of Sichuan and Chongqing was investigated, and a short-term climate prediction model was built. The results indicate that the principal modes of summer precipitation are different during the different periods. The homogenous of precipitation anomalies is the most important mode since early 1990s. A short-term climate prediction model was built by using the prediction factors: SST in equator center-east Pacific, magnitude of zonal wind in North Atlantic, intensity of Polar Vortex in Northwest Pacific and intensity of East-Asian trough. The performance of the model is better based on the test from 2002 to 2007. The interdecadal variations of principal modes of summer precipitation and its predicting factors contribute to the variation of the model prediction abilities.

Key words: Sichuan and Chongqing; Summer precipitation; Interdecadal variations; Climate prediction model