

江南春雨的时空分布特征及其旱涝年环流差异

王黎娟^{①*}, 高龙龙^{①②}

① 南京信息工程大学 气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际合作联合实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 江苏 南京 210044;

② 射阳县气象局, 江苏 盐城 224300

* 联系人, E-mail: wljfw@163.com

2015-08-12 收稿, 2016-01-28 接受

江苏省高校自然科学研究重大项目(14KJA170004); 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201406001); 江苏省自然科学基金项目(BK20131432); 江苏省“青蓝工程”; 江苏省“333”工程

摘要 利用1979—2010年中国753站逐日降水资料, 定义了江南春雨时间范围(12—27候)和空间范围(110°~120°E, 23°~30°N), 并通过EOF方法分析了江南春雨的时空分布特征, 得到3个主要模态: 全区一致型、南北反相型和东西反相型。在此基础上, 利用NCEP/NCAR再分析资料合成分析了江南春雨的旱涝年的环流差异。结果表明: 江南春雨偏涝年, 上游青藏高原东南侧的西南风增强, 西太平洋副热带高压加强西伸, 有利于来自副高南侧的水汽与高原南侧的水汽汇合向江南地区输送, 而江南地区的上升运动也明显加强, 有利于江南地区降水的产生。进一步分析发现在春雨期涝年青藏高原的热源强度明显强于旱年, 导致高原东南侧的绕流增强, 进而有利于江南地区的降水, 而旱年情况大致相反。此外, 比较旱涝年西太平洋—东亚大陆之间的纬向海陆热力差异发现, 涝年大约在第11候发生冷热源的反转, 旱年则在第16候反转。涝年江南地区春雨期热源强度也明显强于旱年, 进一步说明江南地区冷热源的反转以及增强对于江南地区的降水具有重要的作用, 同时对于判定江南春雨的季风降水性质具有重要指示意义。

关键词

江南春雨;
时空分布;
环流差异;
纬向海陆热力
差异

传统的观点认为中国的主汛期为6—8月, 即夏季, 但是在南海季风爆发之前, 长江以南、南岭以北地区就已经盛行降水(高由禧等, 1962; 吴宝俊和彭治班, 1996), 而且根据王谦谦和陈绍东(2004)研究认为3—6月的降水占全年降水的54.8%。Yeh et al.(1959)发现, 全年实际只有两个季节, 夏季和冬季。冬季是相当长的, 而过渡季节短的简直可以忽略。所以, 在气候研究方面, 与江南春雨相关的降水和环流特征很少被关注, 很少有涉及到江南春季的持续性降水。直到Tian and Yasunari(1998)提出春季持续降水的概念(SPR, Spring Persistent Rain), 首次将该多雨期作为气候事件来研究。

从20世纪70年代开始, 有关我国南方春季连

阴雨天气现象的研究受到有关学者的重视(李麦村等, 1977; 包澄澜, 1987), 对于江南春雨的开始日期, 结束日期, 空间范围等都有很多研究。丁一汇和张莉(2008)用110°E、25°~28°N以东地区代表江南; Zhao et al.(2007)分析了中国东部降水的年循环情况, 发现中国东部在第10候降水开始增加, 到16候以后稳定维持在5 mm/d; Tian and Yasunari(1998)确定的江南春雨期为第12—26候, 空间范围是(110°~120°E, 25°~30°N); 吴宝俊和彭治班(1996)也对江南岭北春季连阴雨的动力和热力特征分布进行了个例的天气学分析, 所选取的区域是中国大陆110°E、25°~30°N以东的地区。万日金等(2008)、万日金和吴国雄(2008)采用降水量和850

引用格式: 王黎娟, 高龙龙, 2017. 江南春雨的时空分布特征及其旱涝年环流差异[J]. 大气科学学报, 40(3): 310-320.

Wang L J, Gao L L, 2017. The spatial and temporal distribution of the spring persistent rains and circulation differences between its drought and flood years[J]. Trans Atmos Sci, 40(3): 310-320. doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20150812001. (in Chinese).

hPa 风场作为衡量标准,得到江南春雨爆发的平均日期为第 13.8 候。另外,刘宣飞和袁旭(2013)通过滑动 t 检验方法,发现江南地区的春季降水分别在第 10、16 候出现突增,因而将江南春雨划分成两个阶段:第一阶段为第 10—15 候,第二阶段为第 16—27 候。Chou et al.(2009)分析发现 115~135°E、25~30°N 区域平均的降水量在第 9 候与第 10 候之间发生跳跃性增加,由此将第 10 候定为江南春雨的建立日期,并且将第 10—27 候划分为江南春雨期。

江南春雨形成原因也不尽相同,主要是动力和热力两个方面。1)动力方面:韦晋等(2013)深入的研究了高原东南侧南风,发现其与我国南方春季降水有着非常好的对应关系。Wan et al.(2009)研究认为高原东南侧西南风风速中心的出现是江南春雨气候形成的直接原因,其在下游引起强烈的风速辐合,是使江南出现强烈的水汽输送和水汽辐合的关键。对中国东部 850 hPa 风场的纬向平均(110~120°E)时间演变分析(万日金等,2008;赵平等,2008)来看,30°N 以南有短暂的西南风增强,第 13 候开始,一直持续到第 27 候。2)热力方面:何金海等(2007)讨论了纬向海陆热力差异的季节转换与东亚副热带季风环流的关系,表明沿 25°N 的纬带上 500 hPa 温度纬向偏差,在 120°E 以西(华南地区)增暖最早,14 候后转为暖区,这与江南春雨的爆发日期几乎同时。陈绍东等(2003)发现影响江南汛期降水的海温异常关键区位于 121~129°E、1°S~9°S,关键影响时段为前一年的 5—7 月。尚可等(2013)联系西太平洋暖池地区的热含量和海表温度,与江南春雨做了相关性的对比研究,认为热含量可以作为江南春雨预报的首要因子,并且给出了敏感海区位于 130~170°E、4~16°N,预报关键时段为前一年 7—12 月。卢楚翰等(2014)通过诊断分析认为冬季暖池区热含量异常间接地影响之后春夏季西太平洋副热带高压,进而对东亚沿岸气候产生影响。

综上所述,目前有关江南春雨的起止划分仍然存在争议,春雨开始日期的确定仍是天气分析和预报上的难点。因研究目的不同和资料限制,各自强调的特征也有差别。所以,本文采用 Ting and Wang(1997)较为客观地划分降水区的方法定义江南春雨,分析江南春雨的时空变化特征,比较江南春雨期旱涝年的环流差异,这将为江南春雨的天气预报和短期气候预测提供科学依据和思路。

1 资料和方法

所用资料主要包括:1)国家气象局提供的全国 753 站逐日降水资料,资料长度为 1979—2010 年(考虑站点迁移、存在缺测等原因选取了其中 602 站);2)国家气候中心气候系统诊断预测室提供的 1979—2010 年 74 项环流特征量资料;3)1979—2010 年 CMAP(Climatic Prediction Center Merged Analysis of Precipitation)的逐候降水资料;水平分辨率是 2.5°×2.5°,范围是 1.25~358.75°E、88.75°N~88.75°S;4)美国国家环境预报中心和美国国家大气研究中心(NCEP/NCAR)逐日再分析资料,包括温度、位势高度、风场、比湿、地面气压等资料,水平分辨率均为 2.5°×2.5°,资料长度为 1979—2010 年。另外,为了保持逐候资料的一致性,采用 CMAP 逐候降水资料的处理方法,每年共 73 候。

大气视热源 Q_1 的计算方法采用“倒算法”,公式如下:

$$Q_1 = c_p \left[\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla T + \omega \left(\frac{p}{p_0} \right)^k \frac{\partial \theta}{\partial p} \right]. \quad (1)$$

其中: T 为温度; ω 为 P 坐标下的垂直速度; p_0 为 1 000 hPa; $k=R/c_p$; $\mathbf{V}$ 为水平风矢量。 Q_1 等式右边 3 项分别是温度局地变化项、温度平流项和温度垂直运动项。

采用 Yanai et al.(1992)计算大气视热源的方案。假设对流层顶 ω 为 0,将(1)式进行整层大气积分,得到:

$$\langle Q_1 \rangle = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} Q_1 dp. \quad (2)$$

式中: p_s 为地面气压; p_t 指的是大气层顶气压(设 p_t 为 100 hPa)。

2 江南春雨的时空分布

对于江南春雨经度的范围,前人基本划定在 110~120°E 之间,本文也将采用这一范围。图 1 是 1979—2010 年 CMAP 候降水与年平均降水差值沿 110~120°E 的纬度—时间(候)剖面,负值表示逐候降水低于年平均降水,相应的正值表示逐候降水大于年平均降水。由图 1 可见,最先出现正值的区域位于 30°N 以南地区(即长江以南),时间大约在第 10 候,第 12 候左右正值范围扩大,之后基本维持到 27 候,之后南海季风爆发(高辉和朱艳峰,2009),雨带南扩,然后逐渐向北推进,先后形成江淮梅雨,华北雨季。

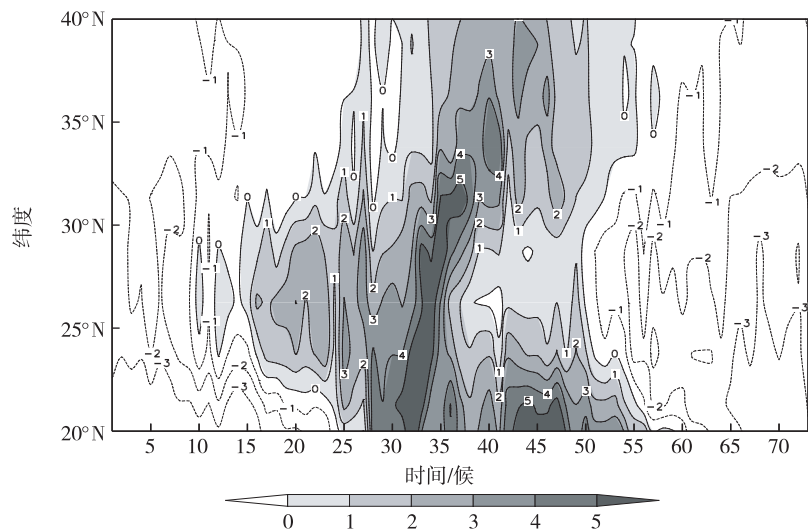


图 1 1979—2010 年 CMAP 候降水与年平均降水差值沿 110~120°E 的的纬度—时间(候)剖面(单位:mm/d)

Fig.1 Latitude-time cross section of the difference between CMAP climatological (1979—2010) pentad mean precipitation and yearly mean precipitation averaged over 110—120°E(units:mm · d⁻¹)

2.1 江南春雨的起止时间

采用国家气象局提供的全国 753 站逐日降水资料,参考现有研究的定义(Tian et al,1998;万日金和吴国雄,2008),将长江以南、南岭以北出现大范围降水(4 mm/d 以上),且能够一直稳定维持雨带的候数定义为江南春雨的开始。如图 2 所示,第 12 候

的降水量(图 2b)明显比第 11 候(图 2a)增大,且江南区域降水达到 4 mm/d 以上,从第 13 候以后,江南区域基本维持稳定的降水分布(图略),因此本文将第 12 候定义为江南春雨开始的日期。一般认为,南海季风于 28 候爆发,冬季环流向夏季环流转变,从图 2c 发现,第 27 候江南地区仍是雨带中心,但第

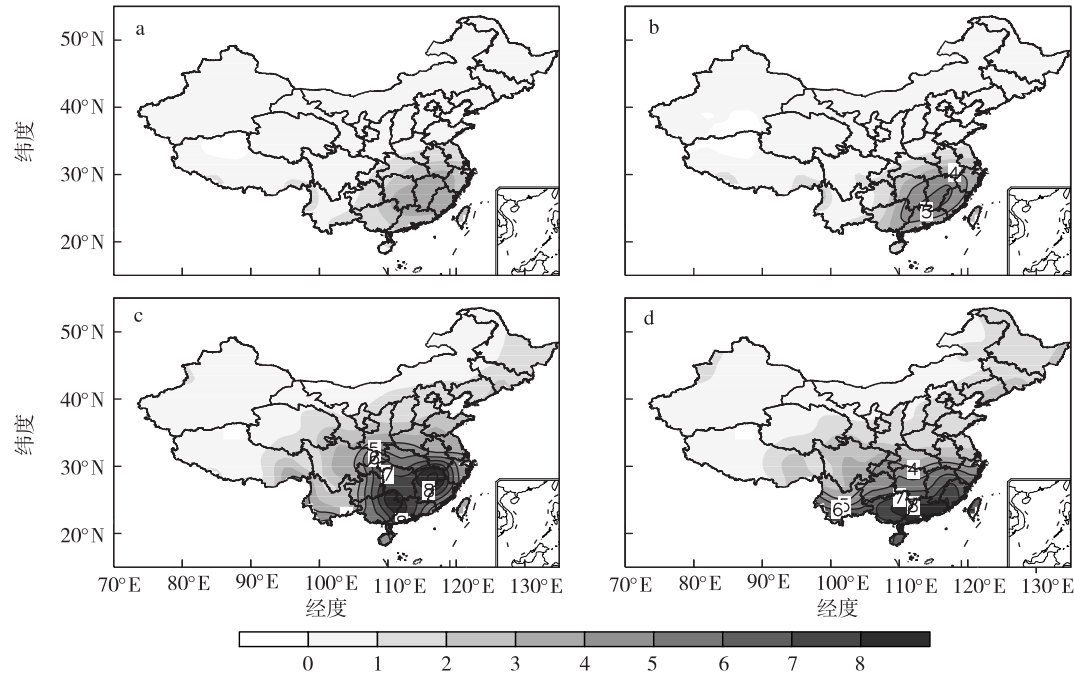


图 2 1979—2010 年气候平均候降水量分布(单位:mm/d) a.11 候;b.12 候;c.27 候;d.28 候

Fig.2 Distribution of climatological (1979—2010) pentad mean precipitation (units:mm · d⁻¹): (a) the 11th pentad; (b) the 12th pentad; (c) the 27th pentad; (d) the 28th pentad

28 候(图 2d)时雨带明显南移到华南沿海地带,所以将第 27 候定义为江南春雨的结束日期。

2.2 江南春雨的空间范围

采用前人对江南春雨的研究区域都包含 110°E 、 $25^{\circ}\sim 28^{\circ}\text{N}$,称之为核心关键区,然后根据 Ting and Wang(1997)划分降水区的方法,确定江南春雨核心区域降水变率最大的站为广昌站,其位于 116.20°E 、 26.51°N ,再以该站为基点,计算其与全国其他站降水的单点相关,如图 3 所示,相关系数在基点处为 1,然后向周围逐渐减小,当相关系数达到 0.442 时,通过 99% 的置信度检验。另外,排除东北地区 and 西南边境的部分站点,位于江南春雨区的站点共有 48 个。因此,本文确定的江南春雨区包括浙江西南部、福建、江西、湖南南部、广东中北部,约位于 $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 、 $23^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 。需要特别指出的是,本文所确定的站点相对前人更为客观,更能代表江南春雨的降水信息,而不是一个笼统区域的所有站点。因此,本文将以此 48 站降水量的平均值作为江南春雨的降水量。

2.3 江南春雨的时空分布特征

首先,对挑选的江南春雨区 48 个代表站 1979—2010 年春雨期降水序列做标准化处理。然后进行 EOF 展开,从而了解江南春雨的时空分布特征。结果表明,前 3 个特征向量的累积方差贡献为 74.67%,利用 North 判别准则(North et al., 1982),

其结果收敛很快,满足能量自由度均分,是稳定可分的,因此具有实际的物理意义。

图 4 是 EOF 分解前 3 个特征向量空间分布及其时间系数演变图。EOF 第 1 模态(图 4a)占总方差的 52.42%,空间分布为全区一致型,春雨区降水具有同位相特征,有一个大值中心,位于武夷山脉西侧,南岭北侧,这与春雨的降水中心基本一致;从其相对应的时间系数(图 4d)来看,90 年代以前 SPR 具有较明显的准 2~3 a 变化特征,90 年代以后来降水有减少的趋势。第 2 模态(图 4b)占总方差的 15.41%,空间分布成南北反相型,SPR 降水在 $26^{\circ}\sim 27^{\circ}\text{N}$ 之间为界呈南北反位相变化,即所谓“南涝(旱)北旱(涝)”,反映江南地区南北部空间差异;从第二特征向量的时间系数(图 4e)来看,有明显的年代际变化,从 20 世纪 70 年末到 80 年末基本是负值,即江南地区是南涝北旱,其中 80 年初较为明显,到了 20 世纪 90 年代初到 21 世纪初正负值交替且时间系数绝对值较大,说明这一期间降水南北旱涝急转比较明显。第 3 模态(图 4c)占总方差的 6.83%,空间分布大致是东西反相型,也可以说沿海—内陆型,分布状况可能与地形和水汽输送有关;从相应的时间系数(图 4f)可见,在 20 世纪 80 年代基本是正值,SPR 降水在沿海多内陆少,之后呈较明显的年际变化。

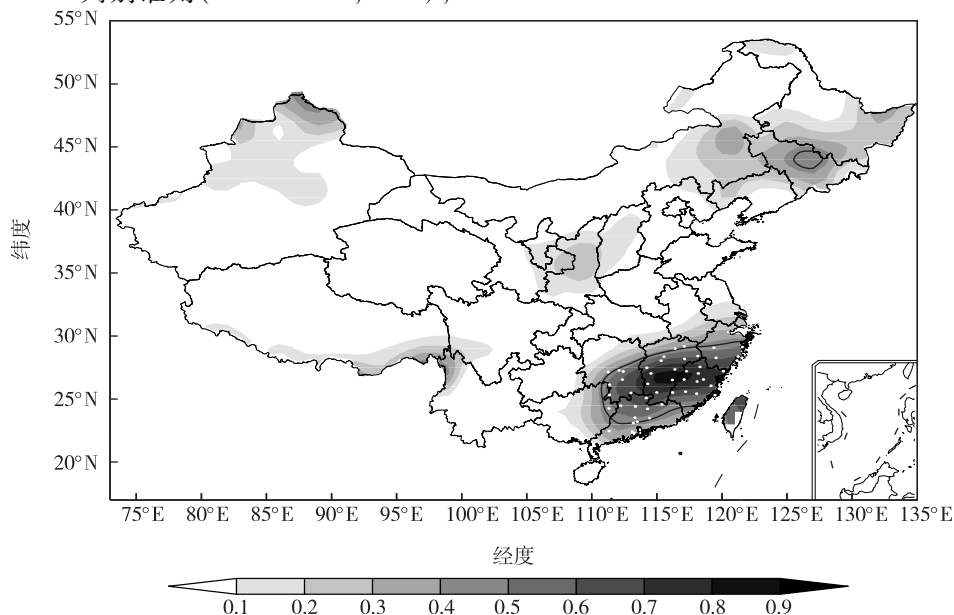


图 3 江南春雨的空间分布(黑线包围的区域是通过 99% 的置信度检验;实心圆点表示江南地区 48 个代表站)

Fig.3 The spatial distribution of the SPR (The area in the black line denotes the significance at 99% confidence level. Solid dots indicate the 48 representative stations in southeastern China)

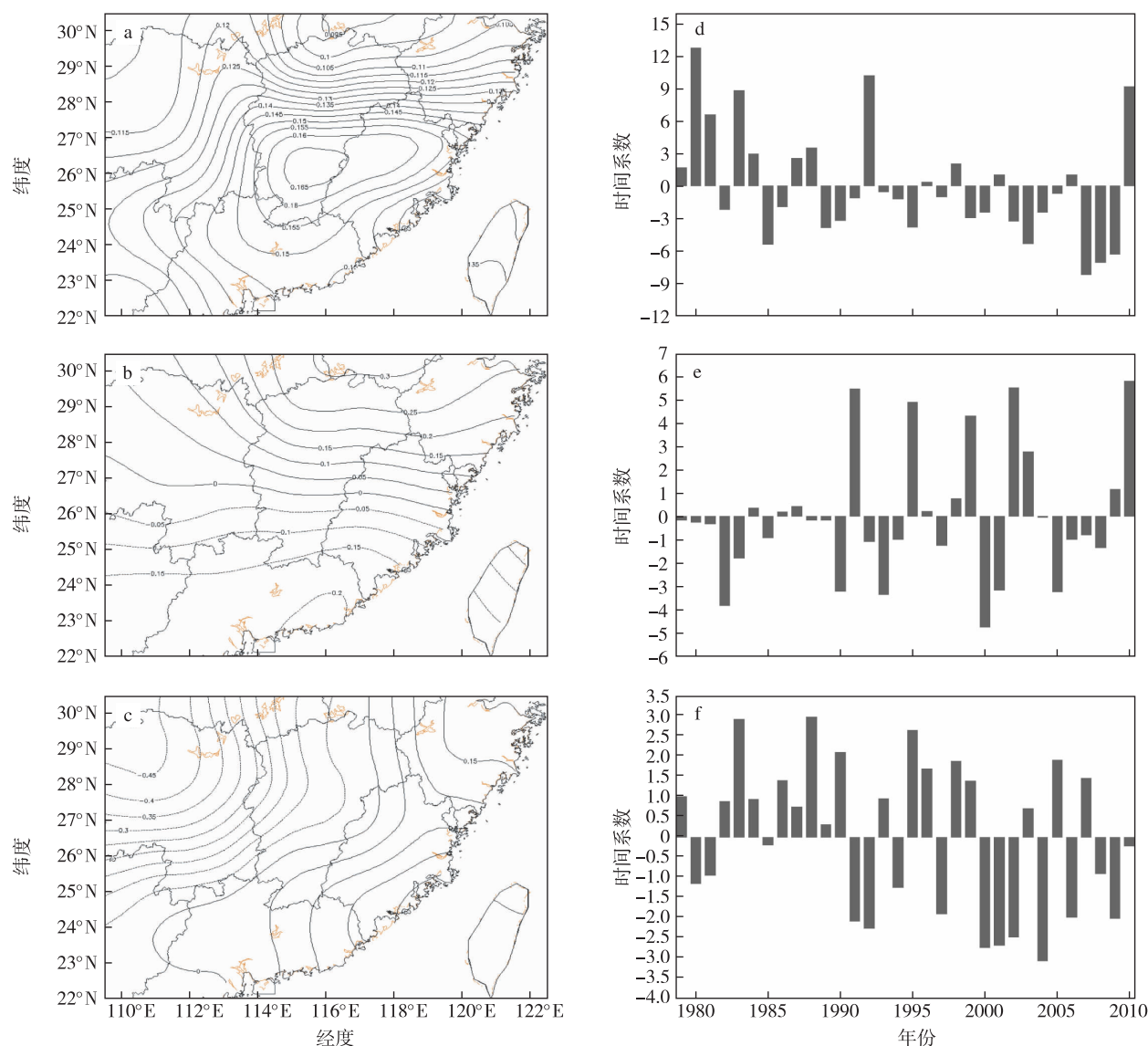


图 4 江南 SPR 场 EOF 分解第 1(a,d)、第 2(b,e)、第 3(c,f) 模态的空间分布(a,b,c)及其相应的时间系数(d,e,f)
Fig.4 The spatial patterns of the three modes of EOF analysis on SPR field(a.the first mode;b.the second mode;c.the third mode) and their corresponding time coefficients(d.the first mode;e.the second mode;f.the third mode)

3 江南春雨的旱涝年的环流差异

3.1 江南春雨旱涝年的选取

采用上文中 48 站降水量的平均值作为江南春雨的降水量,图 5 是 1979—2010 年江南春雨平均降水量的时间序列,可见,32 a 平均降水量是 6.24 mm/d,且总体呈逐年减少趋势;降水量最多的是 1980 年,达到 9.23 mm/d,其正异常是标准方差的 2.54 倍;年降水量最少的是 2007 年,平均只有 4.32 mm/d,其负异常是标准方差的 1.62 倍。以上表明江南地区降水年际变率大,易造成极端旱涝年,影响该地区国民经济的增长。因此,了解江南春雨旱涝年大气环流异常,做好江南地区春雨预报,提前做好

应对措施,十分必要。
对于旱涝年的确定,根据图 5 的降水标准化距平序列,以标准化距平的绝对值大于 0.8 个标准差为判断江南春雨的旱涝年,其中涝年为 1980、1981、1983、1992、2010 年;旱年为 1985、2003、2007、2008、2009 年。下面根据选定的年份合成分析江南春雨旱涝年大气环流差异。
3.2 江南春雨旱涝年 850 hPa 风场
首先看看低层风场,图 6 是江南春雨期涝年、旱年 850 hPa 风场分布及涝年与旱年差值场。比较图 6a 和 6b,发现在江南地区的上游均存在明显的西南风速中心,位于 105~115°E,20~25°N 区域。万日金和吴国雄(2006)指出青藏高原东南侧的西南风

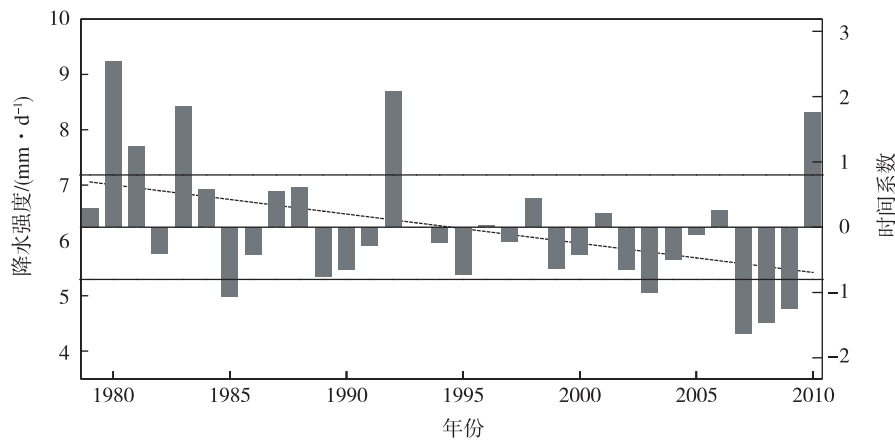


图 5 1979—2010 年江南春雨区 48 个代表站平均降水强度及标准化距平时间序列
Fig.5 Mean precipitation at the 48 representative stations in the SPR area during 1979 and 2010 and their standardized time series

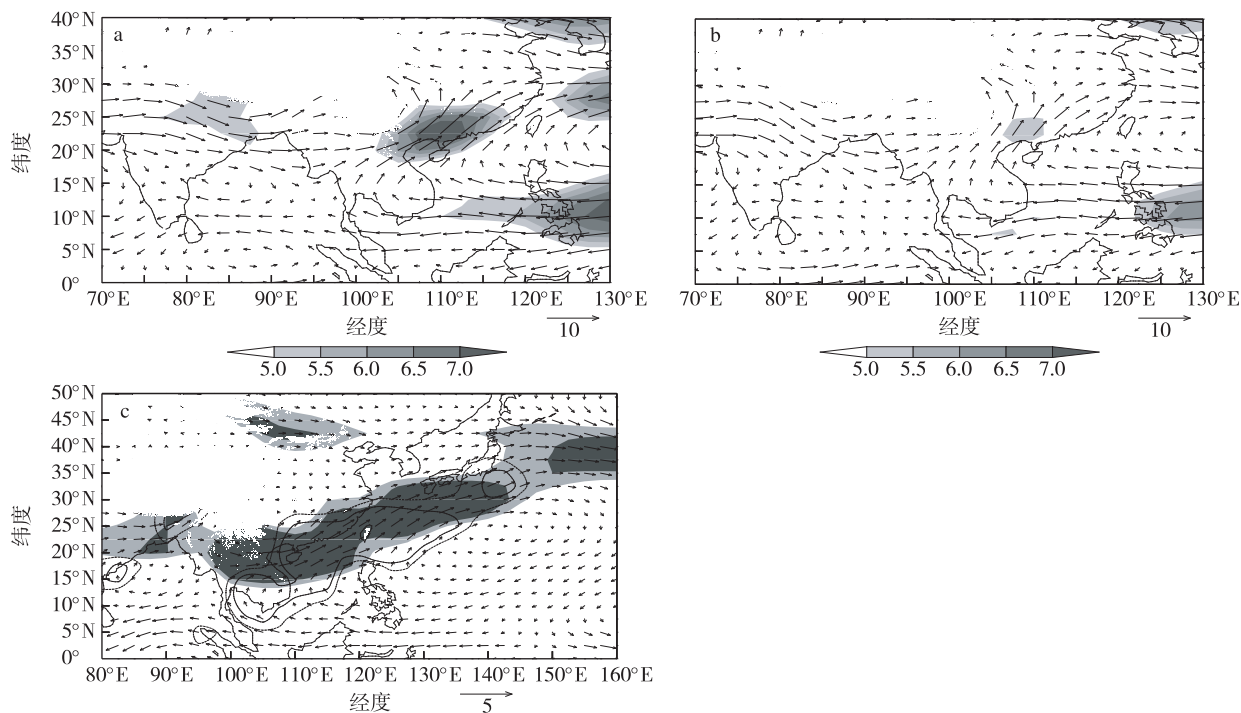


图 6 江南春雨期(12—27 候)平均 850 hPa 风场合成分析(单位:m/s;图 c 阴影是 u 分量均值检验异常显著区,表示通过 95% 置信度检验区域,等值线所围为 v 分量均值检验异常显著区,短虚线区域为通过 95% 置信度检验区域)
a. 涝年; b. 旱年; c. 涝年与旱年差值场
Fig.6 Time averaged wind vector field at 850 hPa in SPR period(12th—27th pentad)(units:m/s;The shaded area in fig.c denotes the significance at 95% confidence level of u ;the area in isoline denotes mean value with abnormal significance of v ;the area in dotted line denotes significance at 95% confidence level of v):(a)flood years;(b)drought years;(c) composite difference(flood years minus drought years)

速中心使得其下游的江南地区西南风辐合明显,从而直接导致了水汽的辐合明显。可见,该西南风速中心的出现是江南春雨形成的可能原因。比较涝年和旱年 850 hPa 风场,发现涝年无论是 4 m/s 的以上风速范围,还是该区域最大风速值都明显大于旱

年,进一步说明西南风速中心对江南春雨量的影响。图 6c 是涝年与旱年的差值场,存在 3 个显著异常区,分别是蒙古高压异常环流、西太平洋副热带高压异常环流和青藏高原南侧孟加拉湾异常高压环流。其中西太平洋副热带高压环流的西北侧的西南风最

为显著,该处的 u 、 v 分量都通过了显著性检验,表明该处西南风的增强有利于江南地区的降水。另外,结合图 10 可以发现,在春雨期涝年青藏高原的热源强度明显强于旱年,导致高原东南侧的绕流增强,进而有利于江南地区的降水。

3.3 江南春雨旱涝年 850 hPa 高度场

图 7 给出了江南春雨期旱涝年 850 hPa 高度场,在涝年青藏高原东南侧的等高线比旱年密集,这也解释了西南地区出现风速中心的原因。另外,发现在涝年 1 520 gpm 线西伸至 110°E 附近的北部湾地区,而旱年 1 520 gpm 线位于菲律宾以东洋面上,再比较气候平均(图略),发现涝年西太平洋副热带高压的范围向南向北扩大,增强西伸。反之,旱年 1 520 gpm 线东退至 130°E 附近。研究表明西太副高指数与中国降水有着密切的关系(贾燕和管兆

勇,2010),西太副高的东西进退与东亚夏季风系统成员相互影响、相互制约(余丹丹等,2014)。本文采用国家气候中心提供的 74 项环流指数中的 3、4 月平均的西太平洋副高西伸脊点指数与江南春雨期的降水做相关,发现相关系数达到 0.393,通过 95% 置信度检验,说明江南地区的降水与西太平洋副高西伸有关,副高偏西(东),江南地区的降水偏多(少)。

3.4 江南春雨旱涝年经向垂直环流

图 8 是江南春雨期(12—27 候)旱涝年沿 110~120°E 平均的经向垂直环流。就平均而言, Hadley 环流场已不复存在,江南地区表现为上升运动,达到 300 hPa 以上。比较旱涝年江南地区的上升运动,涝年明显比旱年增强,有利于水汽的辐合上升。

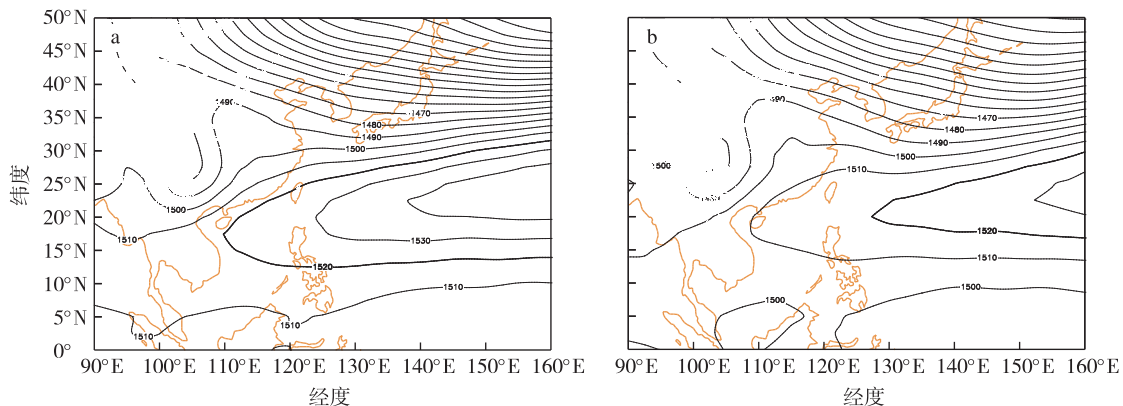


图 7 江南春雨期(12—27 候)平均 850 hPa 等高线合成分析场(单位:gpm) a.涝年;b.旱年

Fig.7 The composite of 850 hPa geopotential height field in SPR (12th—27th pentad)

a.flood years;b.drought years

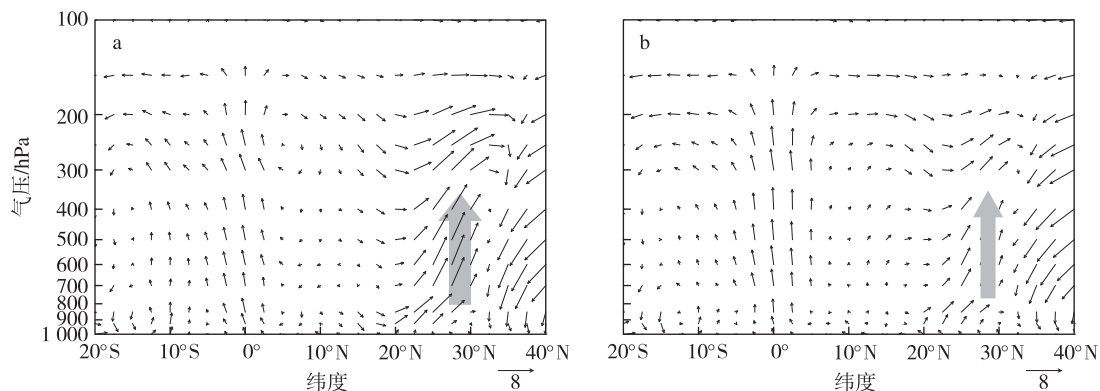


图 8 江南春雨期(12—27 候)沿 110~120°E 平均的经向垂直环流(上升运动 ω 放大 100 倍)

a.涝年;b.旱年

Fig.8 The composite of meridional vertical circulation averaged over 110—120°E in SPR (12th—27th pentad; the upward movement (ω) is magnified by 100 times (units: $-10^{-2} \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)); (a) flood years; (b) drought years

3.5 江南春雨旱涝年水汽输送通量

江南春雨的多寡与水汽输送及其辐合的变化有直接的关系,图9是江南春雨期旱涝年的整层水汽输送通量分布,可见,影响江南地区的水汽输送带有两支:一支是来自阿拉伯海流经青藏高原南侧的西风水汽输送带;另一支是来自西太平洋副高南侧较强劲的东风水汽输送带。低纬度东风水汽输送带在中南半岛及南海地区出现偏南风的水汽输送且向东折与中纬度西风水汽输送带汇合,一起进入江南地区。比较旱涝年的水汽输送通量,发现涝年两支水汽输送带上的水汽输送明显大于旱年,特别是西太平洋副高南侧转向的西南水汽输送明显增强,为江南地区提供了充分的水汽供应。结合850 hPa西太平洋副高旱涝年的变化(图7),发现涝年西太平洋副高加强西伸,在中南半岛南端与高原南侧的水汽输送汇合,有利于水汽向江南地区输送;反之,旱年水汽输送明显减少。

3.6 江南春雨旱涝年纬向海陆热力差异

研究表明,大气热源与中国东部降水具有密切的关系(宋大伟等,2011),而且东亚副热带地区的纬向海陆热力差异对于江南地区的降水具有重要影响(何金海等,2007)。本文采用的大气热源是指大气中的非绝热加热(以感热、潜热和辐射加热的形式加热大气),是大气环流的驱动力。图10是20~30°N平均的整层大气热量源/汇纬向偏差(各经度上的大气热量源/汇与80~150°E平均热量源/汇之差)。可以发现,无论是涝年(图10a)还是旱年(图10b),大陆和海洋都是以120°E为分界线,年初大

陆是冷源,海洋是热源。西太平洋地区年初时大气热源向冷源转化,在各个经度依次向西推进的;而江南地区(110~120°E)年初是冷源,涝年和旱年在冷源转化为热源的时间上有所差异。涝年大约在第11候转化,早于气候平均江南春雨开始候;旱年大约在第16候左右转化,晚于气候平均春雨开始日期。另外还可以发现,涝年江南地区春雨期热源强度大于旱年,可见江南地区大气热量源/汇的反转和增强对于江南春雨具有重要的影响。纬向海陆热力差异是副热带季风的根本推动力,这表明江南地区春季降水具有副热带季风降水的性质。

4 结论

1) 确定了江南春雨的时空范围(12—27候)和空间范围(110~120°E, 23~30°N)。并且选取了江南地区48个分布比较均匀的代表站,采用EOF方法分析了江南春雨的时空分布特征,主要有三种空间分布模态,分别是全区一致型、南北反相型和东西反相型。

2) 江南春雨偏涝年,上游青藏高原东南侧的西南风增强,西太平洋副热带高压加强西伸,有利于来自副高南侧的水汽与高原南侧的水汽汇合向江南地区输送,而江南地区的上升运动也明显加强,有利于江南地区降水的产生。而旱年情况大致相反。

3) 东亚大陆—西太平洋之间的纬向海陆热力差异对江南地区的降水具有重要影响。涝年大约在第11候发生热力转化,早于气候平均江南春雨开始候;旱年大约在第16候左右转化,晚于其后平均春雨开

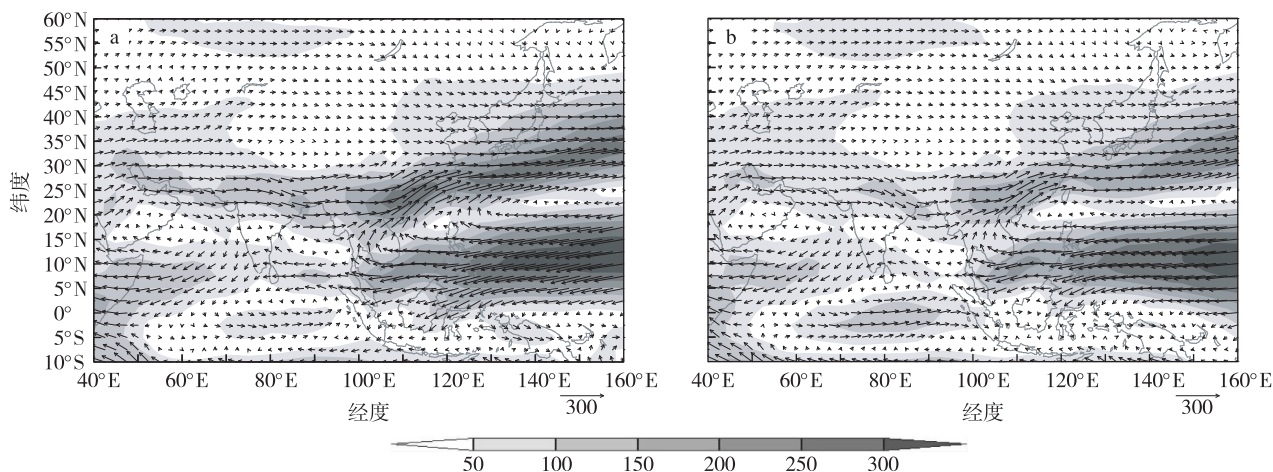


图9 江南春雨期(12—27候)平均的整层积分水汽输送通量(单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$;阴影为水汽输送通量大值区)
a.涝年;b.旱年

Fig.9 The vertically integrated water vapor flux in SPR(12th—27th pentad;units: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$;the shaded area denotes strong vapor transport):(a) flood years;(b) drought years

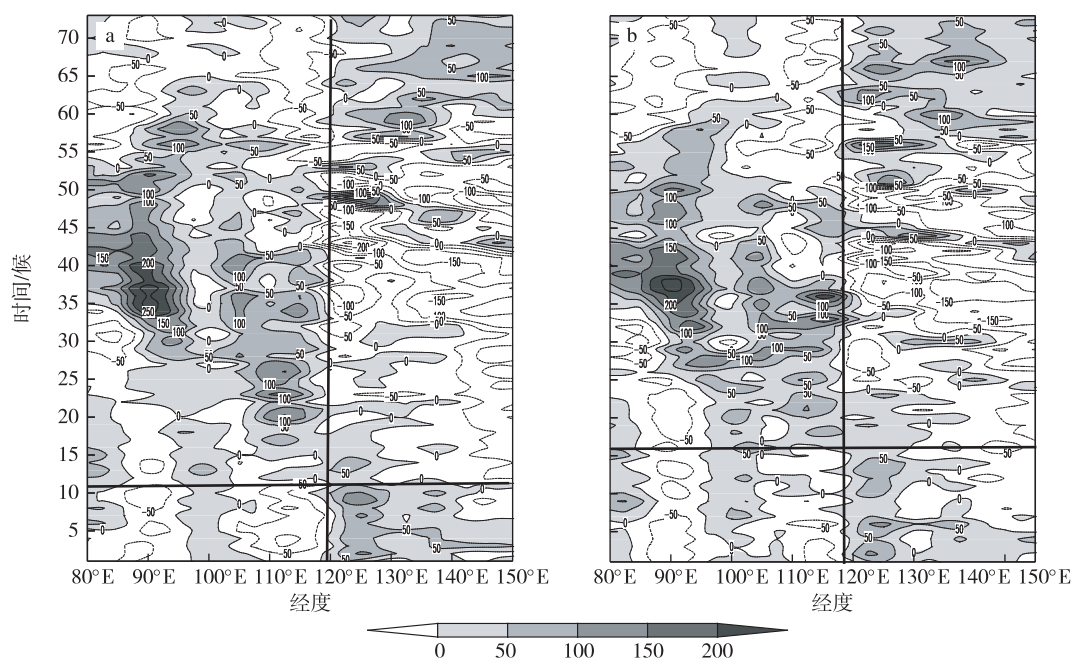


图 10 20~30°N 平均的整层大气热量源/汇纬向偏差的逐候变化(单位: W/m^2) a. 涝年; b. 旱年
Fig.10 Pentad changes of vertically integrated atmospheric heat source/sink zonal deviation averaged over 20—30°N (units: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$): (a) flood years; (b) drought years

始日期。从江南地区春雨期热源强度来看,涝年也明显强于旱年,进一步说明纬向海陆热力差异与江

南地区降水关系密切,江南地区春季降水具有副热带季风降水的性质。

参考文献(References)

- 包澄澜,1987.中国天气学[M].北京:海洋出版社:269. Bao C L,1987.China weather[M].Beijing:Ocean Press:269.(in Chinese).
- 陈绍东,王谦谦,钱永甫,2003.江南汛期降水基本气候特征及其与海温异常关系初探[J].热带气象学报,19(3):260-268. Chen S D,Wang Q Q,Qian Y P,2003.Preliminary discussions of basic climatic characteristics of precipitation during raining seasons in regions south of Changjiang River and its relationship with SST anomalies[J].J Trop Meteor,19(3):260-268.(in Chinese).
- Chou C,Huang L F,Tseng L S,et al.,2009.Annual cycle of rainfall in the western North Pacific and East Asian sector[J].J Climate,22(8):2073-2094.
- 丁一汇,张莉,2008.青藏高原与中国其他地区气候突变时间的比较[J].大气科学,32(4):794-805. Ding Y H,Zhang L,2008.Intercomparison of the time for climate abrupt change between the Tibetan Plateau and other regions in China[J].Chin J Atmos sci,32(4):749-805.(in Chinese).
- 高辉,朱艳峰,2009.2007年南海夏季风爆发前后大气环流的非典型性突变特征[J].大气科学学报,32(4):467-473. Gao H,Zhu Y F,2009.Untypical abrupt change features of the general circulation during onset period of South China Sea summer monsoon in 2007[J].Trans Atmos Sci,32(4):467-473.(in Chinese).
- 高由禧,徐淑英,郭其蕴,等,1962.中国的季风区域和区域气候//东亚季风的若干问题[M].北京:科学出版社:49-63. Gao Y X,Xu S Y,Guo Q Y,et al.,1962.China's monsoon area and regional climate//Some problems of East Asian monsoon[M].Beijing:Science Press:49-63.(in Chinese).
- 何金海,祁莉,韦晋,等,2007.关于东亚副热带季风和热带季风的再认识[J].大气科学,31(6):1257-1265. He J H,Qi L,Wei J,et al.,2007.Reinvestigations on the East Asian subtropical monsoon and tropical monsoon[J].Chin J Atmos sci,31(6):1257-1265.(in Chinese).
- 贾燕,管兆勇,2010.江淮流域夏季降水异常与西北太平洋副热带 30~60 天震荡强度年际变化的联系[J].大气科学,34(4):691-702. Jia Y,Guan Z Y,2010.Associations of summertime rainfall anomalies over the Changjiang-Huaihe River valley with the interannual variability of 30-60-day oscillation intensity in the northwestern Pacific[J].Chin J Atmos sci,34(4):691-702.(in Chinese).
- 李麦村,潘菊芳,田生春,等,1977.春季连续低温阴雨天气的预报方法[M].北京:科学出版社:3-4. Li M C,Pan J F,Tian S C,et al.,1977.Forecast method of continuous low temperature and rainy weather in spring[M].Beijing:Science Press:3-4.(in Chinese).
- 刘宣飞,袁旭,2013.江南春雨的两个阶段及其降水性质[J].热带气象学报,29(1):99-105. Liu X F,Yuan X,2013.Two stages of spring

- persistent rains over southeastern China and the nature of precipitations[J]. *J Trop Meteor*, 29(1):99-105. (in Chinese).
- 卢楚翰, 黄露, 何金海, 等, 2014. 西太平洋暖池热含量年际变化及其对东亚气候异常的影响[J]. *热带气象学报*, 30(1):64-72. Lu C H, Huang L, He J H, et al., 2014. Interannual variability of heat content in western Pacific warm pool and its impact on the Eastern Asian climatic anomaly [J]. *J Trop Meteor*, 30(1):64-72. (in Chinese).
- North G R, Bell T L, Cahalan R F, et al., 1982. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions[J]. *Mon Wea Rev*, 110(7):699-706.
- 尚可, 何金海, 朱志伟, 等, 2013. 西太平洋暖池区热含量和海表温度与江南春雨的相关性对比研究[J]. *地理科学*, 33(8):986-992. Shang K, He J H, Zhu Z W, et al., 2013. Comparison between correlations of heat content and sea surface temperature over Western Pacific warm pool with spring persistent rains[J]. *Scientia Geographica Sinica*, 33(8):986-992. (in Chinese).
- 宋大伟, 管兆勇, 唐卫亚, 2011. 夏季海洋性大陆区域 OLR 年际变动与中国长江中下游旱涝的关系[J]. *热带气象学报*, 27(4):560-568. Song D W, Guan Z Y, Tang W Y, 2011. Variations of OLR in maritime continent regions in association with droughts and floods in the upper and middle reaches of Yangtze River of China in boreal summer[J]. *J Trop Meteor*, 27(4):560-568. (in Chinese).
- Tian S F, Yasunari T, 1998. Climatological aspects and mechanism of spring persistent rains over central China[J]. *J Meteor Soc Japan*, 76(1):57-71.
- Ting M F, Wang H, 1997. Summer time U.S. precipitation variability and its relation to Pacific sea surface temperature[J]. *J Climate*, 10:1853-1873.
- 万日金, 吴国雄, 2006. 江南春雨的气候成因机制研究[J]. *中国科学(D 辑:地球科学)*, 36(1):936-950. Wan R J, Wu G X, 2006. Mechanism of the spring persistent rains over southeastern China[J]. *Science in China Series.D:Earth Sciences*, 36(1):936-950. (in Chinese).
- 万日金, 吴国雄, 2008. 江南春雨的时空分布[J]. *气象学报*, 66(3):310-319. Wan R J, Wu G X, 2008. Temporal and spatial distribution of the spring persistent rains over southeastern China[J]. *Acta Meteorological Sinica*, 66(3):310-319. (in Chinese).
- 万日金, 王同美, 吴国雄, 2008. 江南春雨和南海副热带高压的时间演变及其与东亚夏季风环流和降水的关系[J]. *气象学报*, 66(5):800-807. Wan R J, Wang T M, Wu G X, 2008. Temporal variations of the spring persistent rains and SCS subtropical high and their correlations to the circulation and precipitation of the East Asian summer monsoon[J]. *Acta Meteorological Sinica*, 66(5):800-807. (in Chinese).
- Wan R J, Zhao B K, Wu G X, 2009. New evidences on the climatic causes of the formation of the spring persistent rains over southeastern China[J]. *Adv Atmos Sci*, 26(6):1081-1087. (in Chinese).
- 王谦谦, 陈绍东, 2004. 江南地区汛期降水与热带海温关系的 SVD 分析[J]. *干旱气象*, 22(3):11-16. Wang Q Q, Chen S D, 2004. SVD analysis of the relationship between Jiangnan rainy season precipitation and sea surface temperature in the tropical oceans[J]. *Arid Meteorology*, 22(3):11-16. (in Chinese).
- 韦晋, 何金海, 苏志重, 等, 2013. 青藏高原东南侧南风演变特征及其与中国东部春季降水的关系分析[J]. *气象*, 39(2):129-136. Wei J, He J H, Su Z C, et al., 2013. Characteristics of south wind in east southern Tibetan Plateau and its relationship with Eastern China spring rain[J]. *Meteor Mon*, 39(2):129-136. (in Chinese).
- 吴宝俊, 彭治班, 1996. 江南岭北春季连阴雨研究进展[J]. *科技通报*, 12(2):65-70. Wu B J, Peng Z B, 1996. Progress in persistent rainy processes in spring over areas between south of Changjiang River and North of Five Ridges[J]. *Bulletin of Science and Technology*, 12(2):65-70. (in Chinese).
- Yanai M, Li C, Song Z, 1992. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon[J]. *J Meteor Soc Japan*, 70(1B):319-351.
- Yeh T C, Tao S Y, Li M C, 1959. The abrupt change of circulation over the Northern Hemisphere during June and October[M]//Bolin B. The atmosphere and the sea in motion, Rossby Memorial. New York: The Rockefeller Institute Press:249-267.
- 余丹丹, 张韧, 赵越超, 等, 2014. 西太平洋副高的东西进退与东亚夏季风系统的相互影响与关联[J]. *大气科学学报*, 37(3):304-312. Yu D D, Zhang R, Zhao Y C, et al., 2014. Correlation between the subtropical high abnormal longitudinal position and East Asian summer monsoon system [J]. *Trans Atmos Sci*, 37(3):304-312. (in Chinese).
- Zhao P, Zhang R H, Liu J P, et al., 2007. Onset of southwesterly wind over eastern China and associated atmospheric circulation and rainfall[J]. *Climate Dyn*, 28(7/8):797-811.
- 赵平, 周秀骥, 陈隆勋, 等, 2008. 中国东部—西太平洋副热带季风和降水的气候特征及成因分析[J]. *气象学报*, 66(6):940-954. Zhao P, Zhou X J, Chen L X, et al., 2008. Characteristics of sub tropical monsoon and rainfall over eastern China and western North Pacific and associated reasons[J]. *Acta Meteorological Sinica*, 66(6):940-954. (in Chinese).

The spatial and temporal distribution of the spring persistent rains and circulation differences between its drought and flood years

WANG Lijuan¹, GAO Longlong^{1,2}

¹Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education (KLME)/Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change (ILCEC)/Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters (CIC-FEMD), Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China;

²Shenyang Meteorological Bureau, Yancheng 224300, China

Based on the daily precipitation data from 753 stations in China during 1979 and 2010, the spatial scale (23—30°N, 110—120°E) and time range (from pentad 12 to 27) of the Spring Persistent Rains (SPR) are redefined, and the spatial and temporal distribution of SPR are analyzed by EOF (empirical orthogonal function) method. Three main modes, namely, the region consistent type, south-north reverse type and east-west reverse type, are obtained. On this basis, by using the NCEP/NCAR reanalysis dataset, we analyzed the circulation differences between SPR drought and flood years. The results show that in drought years, the southwester over the southeast area of Tibet Plateau strengthens and the western Pacific subtropical high enhances and extends westward, which are conducive to water vapor transport from the south of the plateau and of the subtropical high to the south area of the Yangtze River, and further induce the enhancement of ascending motion and precipitation over the south area of the Yangtze River. Further analysis shows that the heat source intensity over Tibet Plateau in SPR flood years is obviously stronger than that in SPR drought years, which leads to the enhancement of the flow around the southwestern side of the plateau. Therefore, it is conducive to the precipitation in the south area of the Yangtze River. But in drought years, the situation is just the opposite. In addition, by comparing the zonal land-sea thermal differences between East Asia continent and the Western Pacific, it is found that the inversion between cold and heat source occurs at about the 11th pentad in flood years. However, the atmospheric source reverses at the 16th pentad in drought years. The intensity of heat source during SPR over the south area of the Yangtze River in flood years is also stronger than that in drought years, which further explains that the inversion and enhancement of the zonal land-sea thermal contrast play an important role in producing the SPR, and it is also an important indicator in determining the monsoon precipitation characteristics of the SPR.

SPR; spatial and temporal distribution; circulation differences; the zonal land-sea thermal contrast

doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20150812001

(责任编辑:张福颖)