中国科学: 地球科学 2013 年 第 43 卷 第 4 期: 547 ~ 555
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

淮河流域夏季降水与前冬北太平洋涛动联系的年代际变化

周波涛[①②*], 夏冬冬[③]

① 国家气候中心, 北京 100081;
② 中国科学院大气物理研究所竺可桢-南森国际研究中心, 北京 100029;
③ 国家海洋环境预报中心, 北京 100081
* E-mail: zhoubt@cma.gov.cn

收稿日期: 2012-05-02; 接受日期: 2012-09-06
公益性行业(气象)科研专项(编号: GYHY200906018)和国家重点基础研究发展计划(编号: 2009CB421407)资助

摘要 利用我国 160 站降水资料和 NCEP/NCAR 再分析资料, 分析了前冬北太平洋涛动(NPO)在 20 世纪 70 年代中期发生年代际突变前后与淮河流域夏季降水的联系. 研究发现两者之间的对应关系具有明显的年代际变化. 20 世纪 70 年代中期以前, 前冬 NPO 与淮河流域夏季降水为显著的负相关, 之后这种关系明显减弱. 本文进一步探讨了 20 世纪 70 年代中期突变前后与前冬 NPO 异常相联系的大气环流场的变化. 结果表明, 在年代际突变前, 当前冬 NPO 偏强(弱)时, 夏季西太平洋对流层低层为异常气旋(反气旋)型环流控制, 淮河流域上空大气异常下沉(上升), 同时向淮河流域的水汽输送减弱(加强), 这些条件不(有)利于淮河流域降水的发生, 淮河流域夏季降水因而偏少(多). 在年代际突变后, 前冬 NPO 异常对后期夏季与淮河流域降水相关联的大气环流系统的影响变得不明显, 从而减弱前冬 NPO 与夏季淮河流域降水的联系.

关键词
淮河降水
北太平洋涛动
年代际变化
大气环流

北太平洋涛动(NPO)是北太平洋区域的一种主要大气模态[1,2]. 它主要反映北太平洋副热带高压和阿留申低压之间的“跷跷板”变化现象. 当北太平洋副热带地区气压升高时, 阿留申地区气压降低, 反之, 当北太平洋副热带地区气压降低时, 阿留申地区气压则升高.

关于 NPO 方面的研究工作已开展不少[1~7]. 研究揭示, NPO 对以阿留申群岛为中心的北太平洋及相邻陆地和 130°E~150°W 的北太平洋中低洋面的低层大气环流变化具有显著贡献[8]. NPO 还与热带 Hadley 环流具有显著的同位相变化关系[9]. 此外, NPO 的变化直接调控着太平洋和北美区域的气候异常(如太平洋风暴路径, 阿拉斯加阻塞高压等)[7,10~13]. 王会军等[14]的研究还揭示出 NPO 与西太平洋台风生成频次具有显著的反位相关系. 基于此研究结果, NPO 被作为预测因子用于建立西太平洋台风频次预测模型[15,16]. 除对太平洋和北美区域气候的影响外, NPO 变化同样影响着东亚区域气候异常[17~21]. 如郭冬和孙照渤[19]

中文引用格式: 周波涛, 夏冬冬. 淮河流域夏季降水与前冬北太平洋涛动联系的年代际变化. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 547–555
英文引用格式: Zhou B T, Xia D D. Interdecadal change of the connection between winter North Pacific Oscillation and summer precipitation in the Huaihe River valley. Science China: Earth Sciences, 2012, 55: 2049−2057, doi: 10.1007/s11430-012-4499-8

探讨了冬季 NPO 与东亚冬季风和我国气候的联系, 发现冬季 NPO 异常偏强时, 东亚冬季风偏弱, 我国气温普遍偏高, 长江中下游地区降水偏少, 华南降水偏多; 当冬季NPO异常偏弱时, 东亚冬季风偏强, 我国气温普遍偏低, 降水偏少. 冬季 NPO 的变化还对我国夏季降水具有显著影响. 赵振国和廖荃荪[20]揭示, 冬季 NPO 偏强时, 我国夏季主要多雨带位于黄河流域及其以北地区; 反之, 冬季NPO偏弱时, 夏季降水位于黄河与长江之间. 廉毅[21]指出当前冬 NPO 区位于负位相涛动阶段时, 中国东北地区大部、华南东部沿海、长江以北和淮河流域夏季降水量偏多, 长江以南、东北地区西部、华北大部和西北地区夏季降水量偏少.

虽然已有的研究揭示了冬季 NPO 和夏季淮河流域降水反位相变化关系[20,21], 但是这些研究结果是基于整个资料时段. 研究表明, 冬季 NPO 在 20 世纪 70 年代中期发生了显著的年代际突变. 在突变前后 NPO 的活动中心位置, 强度和变化周期明显不同[22,23]. 一些研究还揭示, 淮河流域夏季降水在 20 世纪 70 年代中期同样存在一次明显的突变. 在突变之前, 淮河流域夏季降水呈线性减少趋势, 而在突变后降水则呈线性增加趋势. 同时, 淮河夏季降水与前期ENSO的对应关系在突变前后有明显差异[24,25]. 那么, 在冬季 NPO 发生年代际突变前后, 它与淮河流域夏季降水的关系是否会出现变化? 该问题需要作进一步研究. 此外, 在以往的研究中, 通常是把长江中下游地区和淮河流域地区作为一个整体来进行研究, 资料多取自长江中下游和淮河流域各站, 用来代表整个江淮地区. 然而, 江志红等[26]的研究发现, 梅雨期淮河流域降水与长江流域降水存在很大差异, 二者分别代表了江淮梅雨的两个阶段. 钱维宏等[27]利用我国台站降水资料对江淮梅雨进行了分区研究, 发现长江中下游梅雨量在 1998 年发生趋势转折, 1998 年以后淮河流域夏季降水进入准两年振荡期, 并与长江流域降水在长期趋势和年际变化上都是相反的. 魏凤英和张婷[28]比较了淮河流域与长江中下游夏季降水年代际振荡特征及其气候背景的差异, 也指出淮河流域与长江中下游夏季降水存在年代际位相差异. 因此, 也有必要将淮河流域降水作单独分析. 所以, 本文基于前人研究工作的基础, 以冬季 NPO 为出发点, 重点探讨冬季 NPO 在发生年代际突变前后与淮河流域夏季降水的关系.

1 资料

本文所用的降水资料是由中国气象局提供的1951~2008 年我国 160 站逐月降水. 为了反映各地区的降水状况, 根据地理位置和气候特征, 国家气候中心将这 160 站分为 15 个区. 其中, 淮河区代表站有 9 个(如图 1 中圆点所示), 分别是新浦(34.36°N, 119.10°E)、清江(33.60°N, 119.03°E)、徐州(34.19°N, 117.22°E)、蚌埠(32.95°N, 117.37°E)、阜阳(32.93°N, 115.83°E)、南阳(33.03°N, 112.58°E)、信阳(32.13°N, 114.05°E)、东台(32.87°N, 120.32°E)和郧县(32.51°N, 110.49°E). 本文选取这9个代表站的夏季降水量总和作为淮河流域降水指数(HRI).

大气资料为 1948~2008 年的 NCEP/NCAR 再分析资料[29], 水平分辨率为2.5°×2.5°. 分析的变量包括海平面气压(SLP)、纬向风、经向风、垂直速度和比湿. 海表温度(SST)资料美国 NOAA[30]提供, 水平分辨率为 2°×2°.

NPO指数(NPOI)采用Wallace和Gutzler[2]的定义. 即用两个点(25°N, 165°E)和(65°N, 170°E)之间的 SLP 差的标准化值来反映 NPO 的强弱变化. NPOI 数值越大(小)指示 NPO 越强(弱). 文中夏季(JJA)指当年 6~8 月, 前冬(DJF)为前一年 12 月至当年 2 月.

2 前冬 NPO 与淮河流域夏季降水的关系

图 1(a)为 1951~2008 年前冬(DJF)NPOI 指数与我国夏季(JJA)降水的相关分布. 由图 1 可见, 一个显著的特征是淮河流域为大范围的负相关. 即当前冬 NPO 偏强(弱)时, 淮河流域夏季降水减少(增多). 这与以往的研究结论相一致. 由于冬季(DJF)NPO 在 1976 年左右发生年代际突变[22,23], 因此, 为了解前冬 NPO 在发生年代际突变前后与淮河流域夏季降水的关系, 在随后的讨论中, 我们取 1951~1975 年为前冬NPO突变前研究时段, 1984~2008年为前冬NPO突变后研究时段. 图 1(b)和(c)分别给出了两个时段内前冬 NPOI 同我国夏季降水相关的空间分布. 比较两幅图可以发现, 前冬 NPO 与淮河流域夏季降水的联系具有明显的年代际变化. 在 1951~1975 年, 淮河流域为显著的负相关, 最大负相关值甚至超过–0.8, 而且显著相关范围比图 1(a)的要大. 在 1984~2008 年, 前冬NPO与淮河流域夏季降水的负相关关系明显减弱,

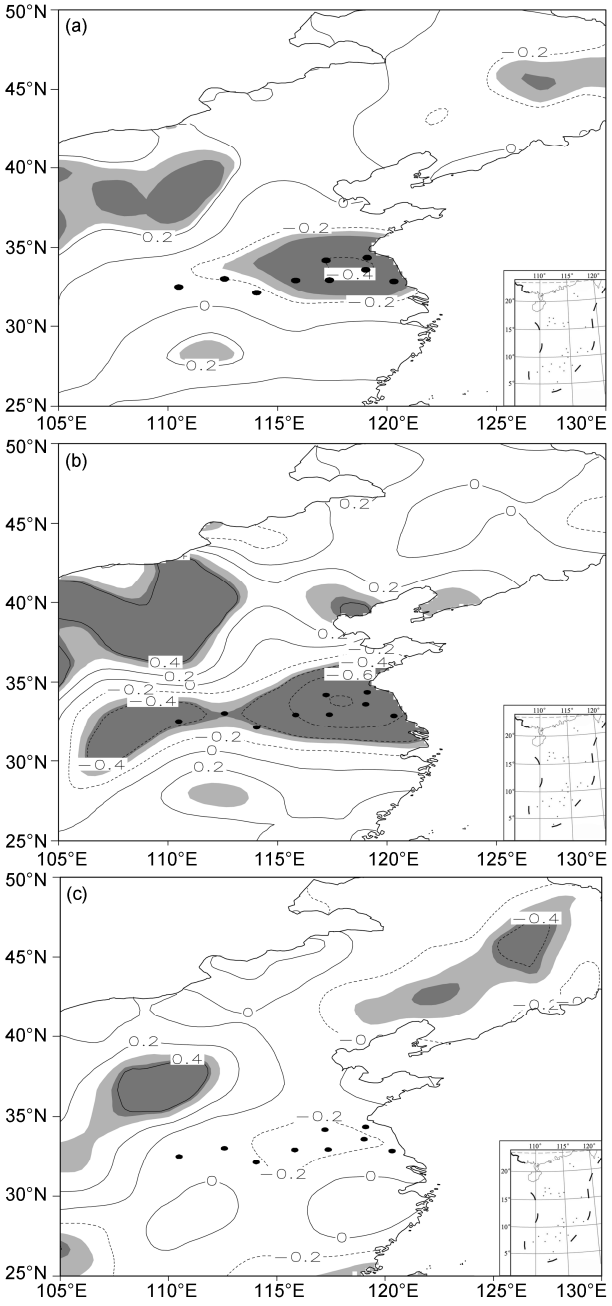

图 1　前冬 NPOI 与我国夏季降水的相关

(a) 1951~2008 年; (b) 1951~1975 年; (c) 1984~2008 年. 深(浅)阴影区表示通过 95%(90%)信度

最大负相关值为–0.2, 没有通过 90%的信度检验. 因此, 图 1(a)揭示的 1951~2008 年前冬 NPO 与淮河流域夏季降水的反位相变化关系很大程度上反映的是突变前两者的对应关系.

图 2 为夏季 HRI 指数与前冬 SLP 的相关分布.

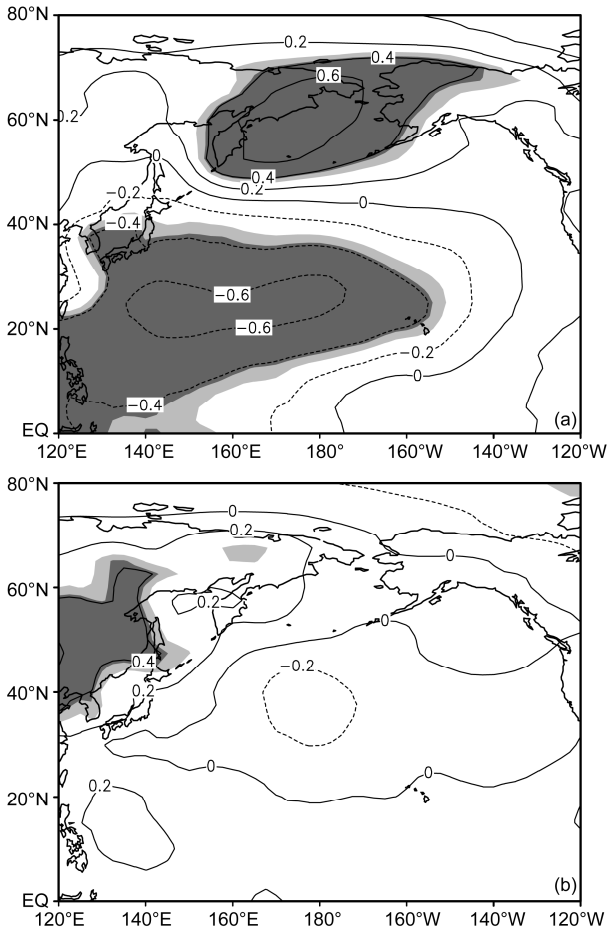

图 2　夏季 HRI 与前冬海平面气压的相关

(a) 1951~1975 年; (b) 1984~2008 年. 深(浅)阴影区表示通过 95%(90%)信度

1951~1975 年(图 2(a)), 太平洋区域 40°N 南北两侧分别是显著的负相关和正相关, 这种分布正好是 NPO 负位相型, 揭示淮河流域夏季降水偏多(少)对应前冬 NPO 偏弱(强), 再次证实前冬 NPO 与淮河流域夏季降水间负位相变化关系的存在. 1984~2008 年(图 2(b)), 虽然北太平洋区域存在南负北正的相关分布, 但是这种分布型态不显著(通不过 90%的信度), 这也意味着前冬 NPO 在突变后与后期夏季淮河流域降水的联系减弱.

从前冬 NPOI 指数和夏季 HRI 指数的直接相关也可得到相同的结论. 图 3 给出了前冬 NPOI 和夏季 HRI 随时间的变化曲线. 从图中可以看到, NPOI 与 HRI 在突变前(1951~1975 年)时段呈现显著的反位相变化关系. 该时段内 NPOI-HRI 的相关系数为–0.69,

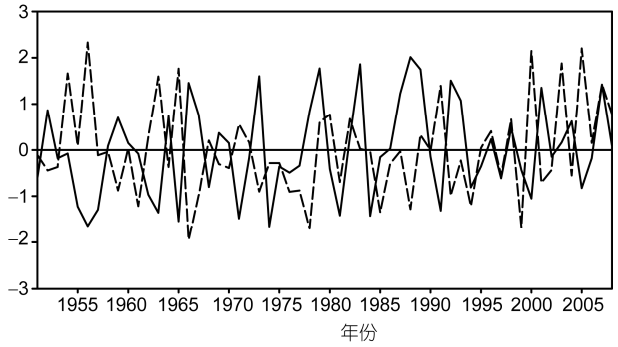

图 3　前冬 NPOI(实线)和夏季 HRI(虚线)的标准化时间序列

通过 99.9%的信度. 但是, 在突变后(1981~2008 年), 两指数间的相关系数降为–0.24, 通不过 90%的信度, 即相关不再显著. 为进一步论证前冬 NPO 与淮河流域夏季降水关系的年代际变化, 我们计算了前冬 NPOI 和夏季 HRI 的 15 年滑动相关. 如图 4 所示, 在 1980 年前的每一个 15 年时段内, 二者的反相关关系都非常显著, 相关系数均通过 95%信度检验. 此后, 负相关关系明显减弱.

因此, 上述分析结果表明, 前冬 NPO 与夏季淮河流域降水之间的联系具有明显的年代际变化特征. 在 NPO 突变前(1951~1975 年), 两者具有显著的负相关关系; 在 NPO 突变后(1984~2008 年), 两者的负位相对应关系明显减弱. 值得注意的是, 由于 20 世纪 70 年代后期卫星资料的增多和同化方法的改进, NCEP/NCAR 再分析数据集会产生虚假的年代际变化信号[31,32]. 所以, 有必要利用另外独立的数据来验证上述结果的可靠性. 为此, 我们利用 ERA-40 数据集重新计算了前冬 NPO 与淮河流域夏季降水的关系, 所得结果与利用 NCEP/NCAR 所得的结论相吻合. 因此, 本文的结论是可靠的, 不依赖于数据的选取.

3　与 NPO 异常相联系的东亚大气环流变化

为什么前冬 NPO 在突变前后与淮河流域夏季降水的关系会发生变化? 由于大气环流变化是影响淮河流域夏季降水的最直接和最重要的因素, 因此, 为揭示前冬 NPO 与淮河流域夏季降水之间对应关系发生变化的原因, 随后我们从大气环流角度分析与 NPO 异常相联系的夏季大气环流场的变化.

图 5(a)和(b)分别为 1951~1975 年和 1984~2008 年夏季 850 hPa 水平风场同 HRI 的回归分布. 可见, 两个时段的回归分布型态都一致表现为 20°~30°N 西太平洋区域为异常反气旋环流控制, 热带季风槽区呈现较大的东风异常, 梅雨锋区呈现较大的西风距平. 这说明西太平洋(110°~150°E, 20°~30°N, 下同)低空反气旋/气旋型环流异常是影响淮河流域夏季降水多寡的重要环流系统. 当西太平洋对流层低层出现异常反气旋型环流时, 淮河流域夏季降水往往偏多; 反之, 当西太平洋对流层低层出现异常气旋型环流时, 淮河流域降水一般偏少.

前冬 NPO 在突变前后对夏季低层环流具有什么样的影响? 图 6(a)给出了 1951~1975 年前冬 NPOI 指数与夏季 850 hPa 水平风场的回归分布. 由图可见, 西太平洋对流层低层为异常气旋型环流控制, 这种环流型态对应淮河流域夏季降水偏少(图 5(a)). 因此, 西太平洋对流层低层反气旋/气旋型环流异常在维系前冬 NPO 与夏季淮河流域降水负位相变化关系中起着重要纽带作用. 在前冬 NPO 异常偏强(弱)背景下, 夏季西太平洋对流层低层出现气旋型(反气旋型)环

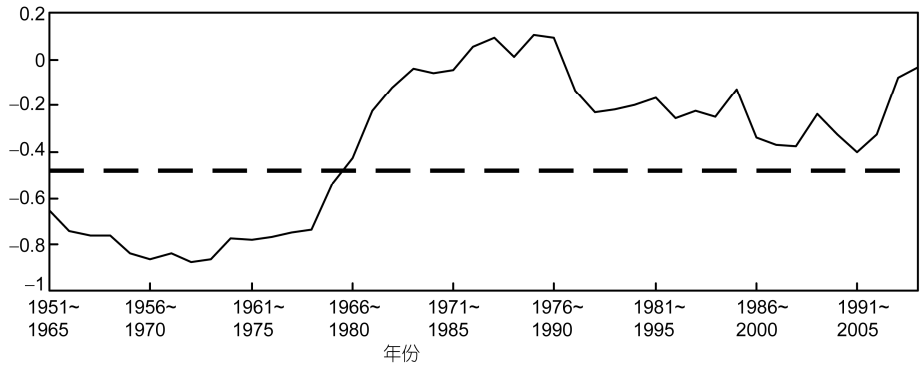

图 4　前冬 NPOI 与夏季 HRI 的 15 年滑动相关

虚线表示 95%信度

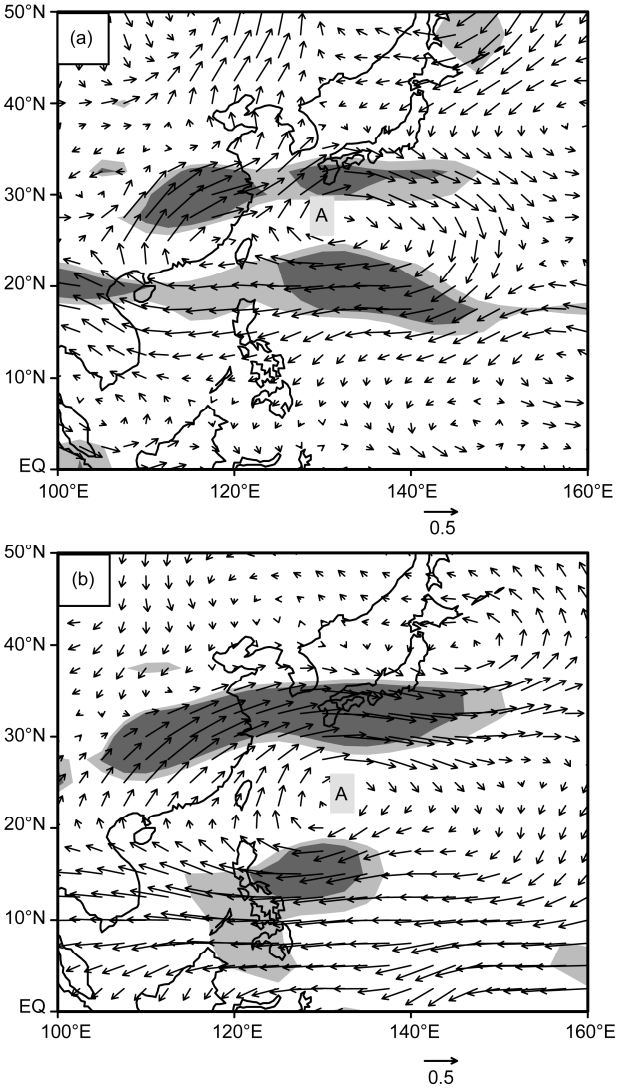

图 5　夏季 850 hPa 水平风场(单位: m s^{-1})与 HRI 的回归分布

(a) 1951~1975 年; (b) 1984~2008 年. A 表示反气旋型环流, 深(浅)阴影区表示通过 95%(90%)信度

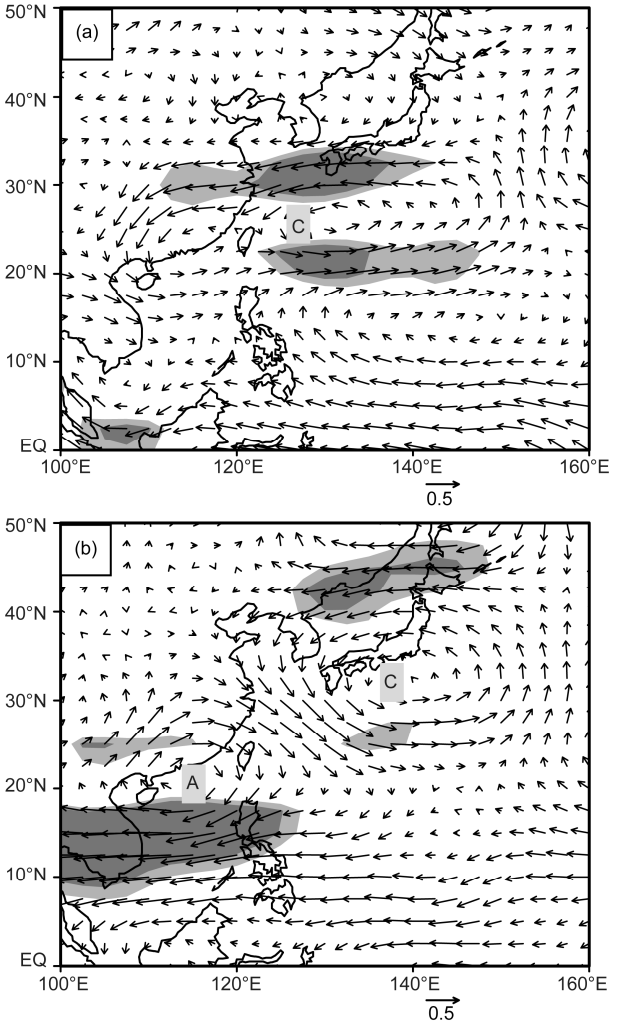

图 6 夏季 850 hPa 水平风场(单位: m s^{-1})与前冬 NPOI 的回归分布

(a) 1951~1975 年; (b) 1984~2008 年. A 表示反气旋型环流, C 表示气旋型环流, 深(浅)阴影区表示通过 95%(90%)

流异常, 不(有)利于淮河流域降水的发生, 淮河流域夏季降水因而偏少(多). 不过, 前冬 NPO 在突变后与夏季西太平洋低空大气环流的联系发生了明显变化. 图 6(b)显示, 在 1984~2008 年, 西太平洋区域不再是异常气旋型环流控制. 取而代之的是西南-东北向的偶极型态. 在其西南侧为异常反气旋型环流, 其东北侧为异常气旋型环流.

为进一步探讨前冬 NPOI 与夏季西太平洋低空环流系统的关系, 我们定义 110°~140°E 区域平均的 850 hPa 纬向风沿 30°N 和 20°N 的差值作为环流指数(CI), 以此描述西太平洋对流层低层异常反气旋/气旋型环流的变化, 并计算了前冬 NPOI 和夏季 CI 的滑动相关(图 7). 结果表明, 前冬 NPOI 与夏季 CI 的对应关系不稳定. 20 世纪 70 年代中期以前, 两者的滑动相关系数为负值. 之后, 负相关值逐渐减弱并转为正值. 从两时段内前冬 NPOI 与夏季 CI 的相关也可得到类似的结论. 前冬 NPOI 与夏季 CI 的相关系数在 1954~1975 年为–0.46(通过 95%信度), 而在 1984~2008 年为 0.22(通不过 90%信度). 因此, 相应于 NPO 的年代际突变, 前冬 NPO 与夏季西太平洋对流层低层反气旋/气旋型环流系统的关系出现年代际

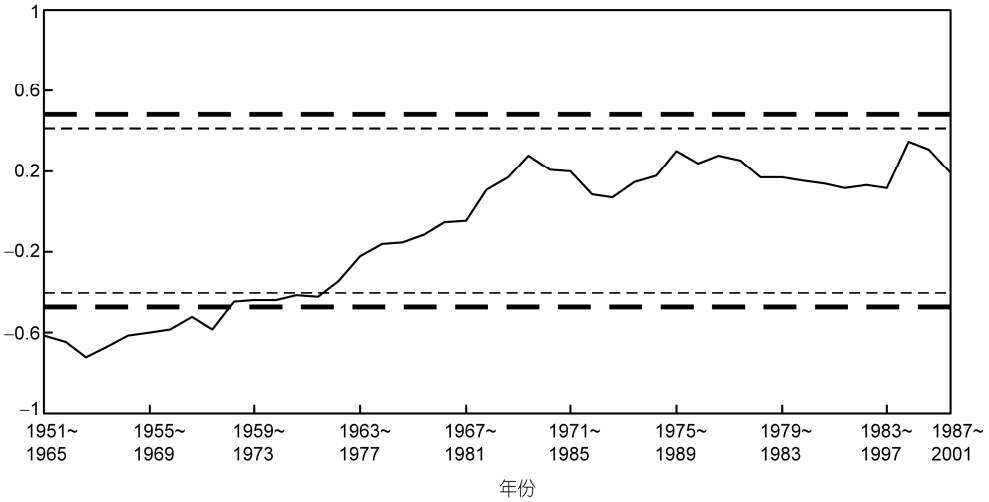

图 7　前冬 NPOI 与 850 hPa 环流指数(CI)的 15 a 滑动相关(实线)

粗(细)虚线表示 95%(90%)信度

变化, 从而造成前冬 NPO 与淮河流域夏季降水的对应关系发生年代际变化.

图 8(a)为 1951~1975 年与前冬 NPOI 相联系的夏季垂直环流结构. 可见, 当前冬 NPO 偏强(弱)时, 夏季我国东部低层为北(南)风异常, 高层为南(北)风异常, 25°N 以南区域为异常的上升(下沉)运动, 30°N 以北为异常的下沉(上升)运动, 从而构成一个闭合的经圈环流. 而这种局地经圈环流异常与淮河流域夏季降水偏少(多)相联系. 这点可从夏季 105°~125°E 平均的经向风和垂直速度与 HRI 的回归分布(图 9(a))得到证实. 由图 9(a)可以看到, 对应于淮河流域夏季降水偏多(少), 我国东部低层为南(北)风异常, 高层为北(南)风异常, 南北两侧分别为异常下沉(上升)和上升(下沉)运动. 因此, 在 1951~1975 年, 前冬 NPO 正(负)异常所对应的夏季经圈环流结构不(有)利于淮河流域降水的发生, 淮河流域降水因而减少(增多). 与此不同, 在 1984~2008 年, 淮河流域夏季降水与局地经圈环流之间仍具有关联(图 9(b)), 但是, 前冬 NPOI 异常变化与夏季垂直环流结构的关系却与突变前明显不同, 影响淮河流域降水的局地经圈环流消失(图 8(b)), 从而导致前冬 NPO 与淮河流域夏季降水之间的关系减弱.

水汽是降水发生的一个必要条件. 为此, 我们分析了突变前后两个时段内强弱 NPO 年对应的夏季纬向水汽输送通量的合成差异. 其中, 强(弱)NPO 年的选取标准为 NPOI 标准化值大(小)于 1(−1)的年份. 从

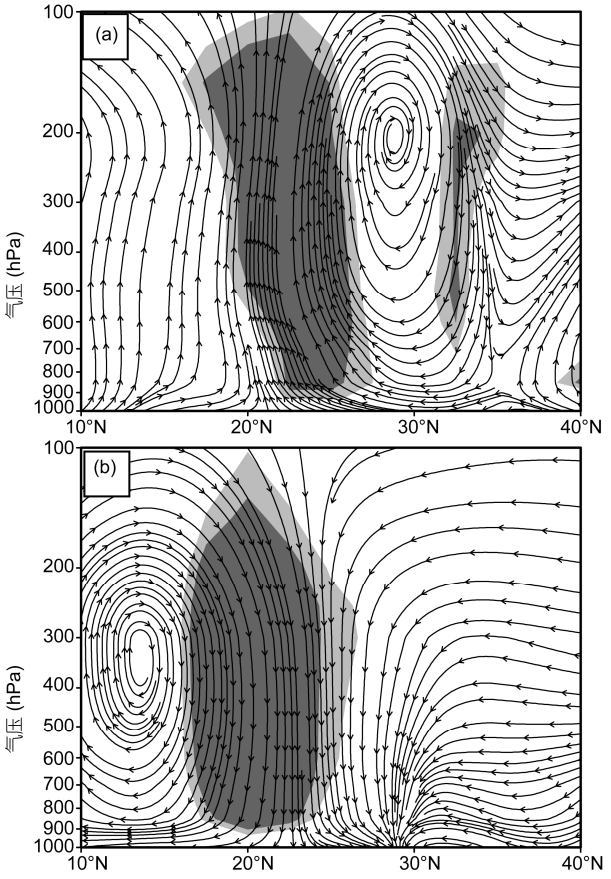

图 8　105°~125°E 平均的夏季经向风(单位: m s^{-1})和垂直速度(单位: 10^{-2} Pa s^{-1})与前冬 NPOI 的回归分布

(a) 1951~1975 年; (b) 1984~2008 年. 深(浅)阴影区表示 NPOI 与垂直速度的回归系数通过 95%(90%)信度

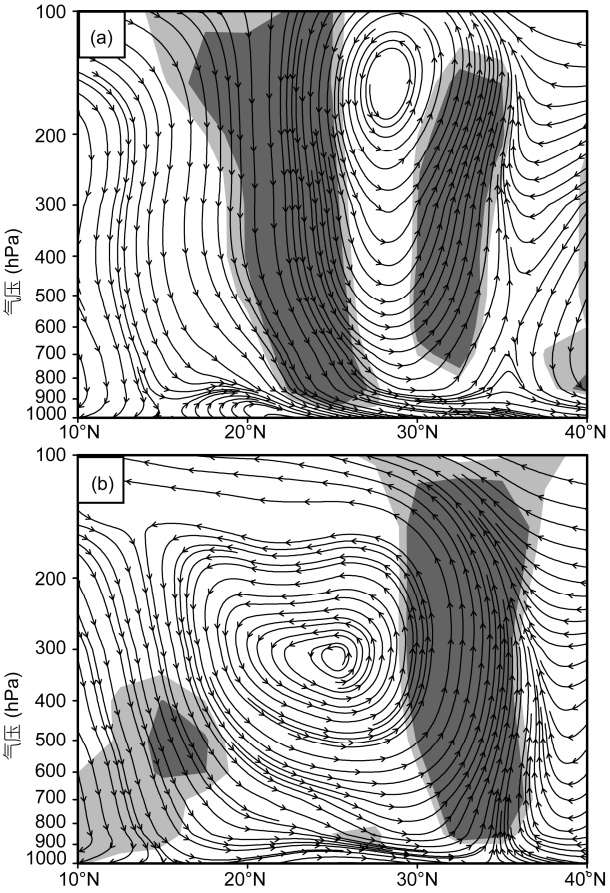

图 9　105°~125°E 平均的夏季经向风(单位: m s^{-1})和垂直速度(单位: 10^{-2} Pa s^{-1})与 HRI 的回归分布

(a) 1951~1975 年; (b) 1984~2008 年. 深(浅)阴影区表示 HRI 与垂直速度的回归系数通过 95% (90%)信度

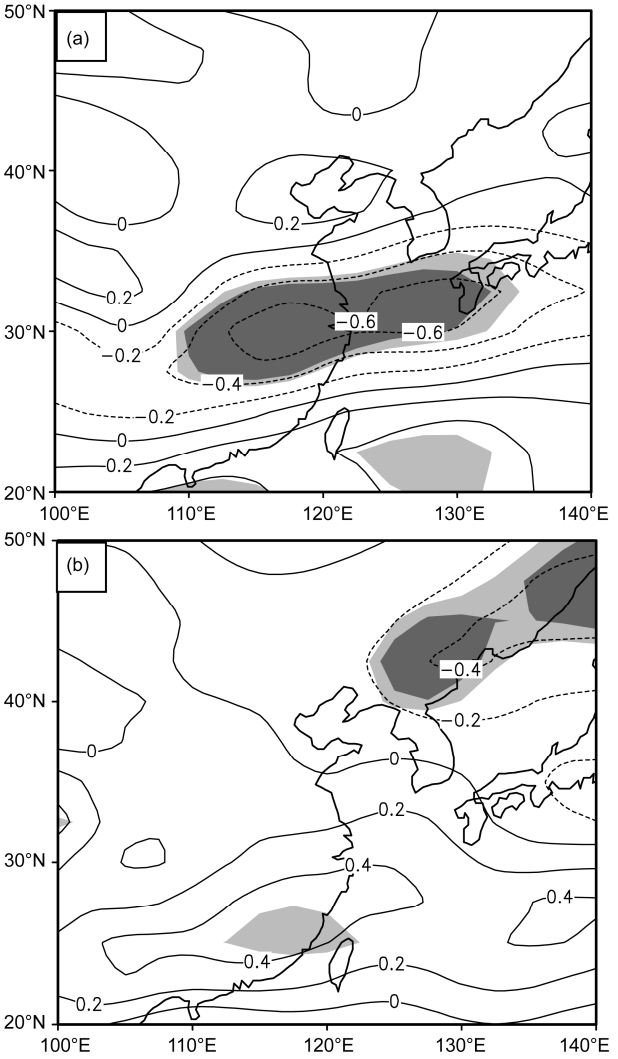

图 10　强弱 NPO 年对应的夏季垂直积分(1000~300 hPa)的纬向水汽输送合成差值(单位: 100 kg m^{-1} s^{-1})

(a) 1951~1975 年; (b) 1984~2008 年. 深(浅)阴影区表示通过 95%(90%)信度

图 10(a)可以看到, 1951~1975 年, 江淮流域为显著的水汽输送负异常. 即前冬 NPO 偏强时, 夏季向淮河流域的纬向水汽输送减少, 不利于该区域降水的形成; 反过来, 当前冬 NPO 偏弱时, 夏季向淮河流域的纬向水汽输送则增多, 利于该区域降水的形成. 而在 1984~2008 年(图 10(b)), 与 NPO 变化相联系的纬向水汽输送异常在淮河流域不显著.

4　讨论与结论

冬季 NPO 在 20 世纪 70 年代中期发生了一次明显的年代际突变. 随着 NPO 的这次突变, 它与淮河流域夏季降水的关系也呈现年代际变化. 研究结果表明, 在 NPO 发生突变前, 前冬 NPO 与淮河流域夏季降水具有显著的负位相变化关系. 当前冬 NPO 偏强(弱)时, 淮河流域夏季降水偏少(多). 不过, 在 NPO 发生突变后, 前冬 NPO 和淮河流域夏季降水的反相关对应关系显著减弱. 也就是说, 前冬 NPO 已不再是影响淮河流域夏季降水的显著信号.

本文进一步分析了前冬 NPO 与淮河流域夏季降水对应关系发生变化的可能原因. 结果表明, 在 NPO 突变前, 当前冬 NPO 位于正位相时, 夏季 20°~30°N 西太平洋对流层低层出现异常气旋型环流. 而且, 我国东部为异常经圈环流控制, 对流层高层为南风异常, 低层为北方异常, 上升支和下沉支分别位

于 25°N 南和 30°N 以北区域. 同时, 向淮河流域的水汽输送减弱. 这些条件不利于淮河流域降水的形成, 淮河流域降水因而减少. 反之亦然. 但是, 当NPO发生突变后, 前冬 NPO 变化与上述夏季大气环流的对应关系不再显著, 从而削弱了其与夏季淮河流域降水的联系.

当然, 本文只是从大气环流角度初步揭示了前冬NPO对夏季淮河流域夏季降水影响的年代际变化, 对冬季 NPO 如何影响夏季大气环流的具体机制尚未作深入分析. 冬季 NPO 与东亚夏季大气环流在突变前后两个时段内的关系不一致可能源于 NPO 模态的年代际突变. 与突变前(20 世纪 70 年代中期以前)相比, 冬季 NPO 的中心位置在突变后明显偏西. Wang 等[23]的研究揭示, NPO 中心位置的这种西移与 20 世纪 70 年代中期以后东亚热带外地区波能向北传播加强有关, 并导致其对冬季东亚大气环流和气候出现不同影响, 而且, 在NPO突变前后它与ENSO的联系由强变弱. 图 11 为突变前后强弱 NPO 年对应的冬季(DJF)SST 合成差异分布. 在 NPO 突变前(图 11(a)), 在北太平洋区域为显著的负 SST 异常, 在赤道中东太平洋区域为显著的正SST异常. 北太平洋区域SST负异常可以通过持续的海气相互作用引起后期夏季大气环流异常, 进而导致淮河流域夏季降水偏少[33]. 赤道中东太平洋 SST 正异常也与东亚夏季大气环流具有紧密联系, 进而影响淮河流域夏季降水[21,24]. 但是, 在 NPO 突变后(图 11(b)), 北太平洋区域仍为负

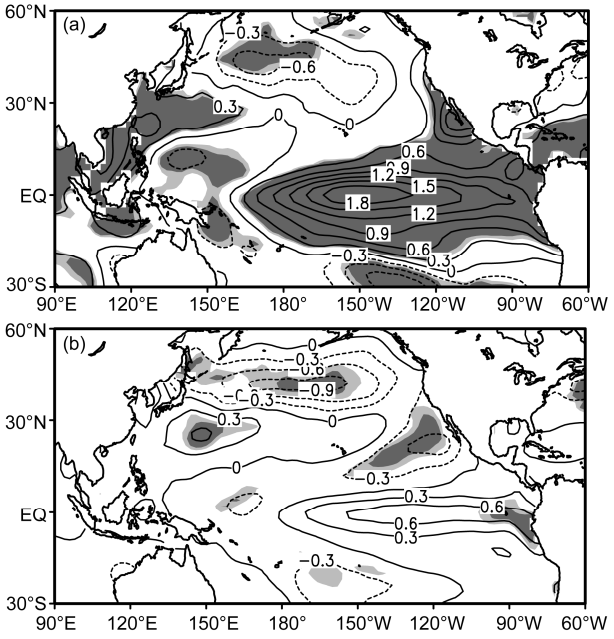

图 11　强弱 NPO 年对应的冬季海表温度合成差值

(a) 1951~1975 年; (b) 1984~2008 年. 深(浅)阴影区表示通过95%(90%)信度. 单位: ℃

SST异常, 但是赤道中东太平洋区域的正SST异常不显著, 这从一定程度上可能造成冬季 NPO 与夏季大气环流的联系变弱. 由于海气相互作用是一个比较复杂的问题, 所以涉及更深层次的影响物理机制还需今后作更多的分析和利用先进的气候模式作更深入的研究.

致谢　　感谢审稿专家提出的宝贵意见.

参考文献

1　Walker G T, Bliss E W. World weather V. Mem Roy Meteor Soc, 1932, 4: 58–84
2　Wallace J M, Gutzler D S. Teleconnections in the geopotential height during the northern hemisphere winter. Mon Weather Rev, 1981, 126: 791–805
3　Rogers J C. The north Pacific oscillation. Int J Climatol, 1981, 1: 39–57
4　Hsu H H, Wallace J M. Vertical structure of wintertime teleconnection patterns. J Atmos Sci, 1985, 42: 1693–1710
5　Hameed S, Pittalwala I. The north Pacific oscillation: Observations compared with simulations in a general circulation model. Clim Dyn, 1991, 6: 113–122
6　Wallace J M, Thompson D W J. The Pacific center of action of the northern hemisphere annular mode: Real or artifact? J Clim, 2002, 15: 1987–1991
7　Linkin M E, Nigam S. The north Pacific oscillation-west Pacific teleconnection pattern: Mature-phase structure and winter impacts. J Clim, 2008, 21: 1979–1997
8　龚道溢, 王绍武. 大气涛动对全球低层大气环流的贡献. 高原气象, 2000, 19: 427–434
9　周波涛, 王会军, 崔绚. Hadley 环流与北太平洋涛动的显著关系. 地球物理学报, 2008, 51: 999–1006

10 Lau N C. Variability of the observed midlatitude storm tracks in relation to low-frequency changes in the circulation pattern. J Atmos Sci, 1988, 45: 2718–2743

11 Rogers J C. Patterns of low-frequency monthly sea level pressure variability (1899–1986) and associated wave cyclone frequencies. J Clim, 1990, 3: 1364–1379

12 Renwick J A, Wallace J M. Relationships between north Pacific blocking, El Niño, and the PNA pattern. Mon Weather Rev, 1996, 124: 2071–2076

13 Castro C L, McKee T B, Pielke S R A. The relationship of the north American monsoon to the tropical and north Pacific sea surface temperatures as revealed by observations analyses. J Clim, 2001, 14: 4449–4473

14 王会军, 孙建奇, 范可. 北太平洋涛动与台风和飓风频次的关系研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2007, 37: 966–973

15 范可. 西北太平洋台风生成频次的新预测因子和新预测模型. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2007, 37: 1260–1266

16 Fan K, Wang H J. A new approach to forecasting typhoon frequency over the western north Pacific. Weather Forecast, 2009, 24: 974–986

17 李崇银, 李桂龙. 北大西洋涛动和北太平洋涛动的演变与 20 世纪 60 年代的气候突变. 科学通报, 1999, 44: 1765–1769

18 Li C Y, Li G L. The NPO/NAO and interdecadal climate variation in China. Adv Atmos Sci, 2000, 17: 555–561

19 郭冬, 孙照渤. 冬季北太平洋涛动异常与东亚冬季风和我国天气气候的关系. 南京气象学院学报, 2004, 27: 461–470

20 赵振国, 廖荃荪. 冬季北太平洋涛动与我国夏季降水. 气象, 1992, 18: 11–16

21 廉毅. 北太平洋涛动与东亚夏季风的相关研究. 地理科学, 2007, 27: 19–26

22 郭冬, 孙照渤. 冬季 NPO 突变前后大气环流和我国天气气候的变化. 南京气象学院学报, 2005, 28: 180–188

23 Wang L, Chen W, Huang R H. Changes in the variability of north Pacific oscillation around 1975/1976 and its relationship with east Asian winter climate. J Geophys Res, 2007, 112: D11110, doi: 10.1029/2009JD008054

24 高辉. 淮河夏季降水与赤道东太平洋海表温度对应关系的年代际变化. 应用气象学报, 2006, 17 : 1–9

25 Gao H, Wang Y G, He J H. Weakening significance of ENSO as a predictor of summer precipitation in China. Geophys Res Lett, 2006, 33: L09807, doi: 10.1029/2005GL025511

26 江志红, 何金海, 李建平, 等. 东亚夏季风推进过程的气候特征及其年代际变化. 地理学报, 2006, 61: 675–686

27 钱维宏, 朱江, 王永光, 等. 江淮梅雨和赤道太平洋区域海温变化的关系. 科学通报, 2009, 54: 79–84

28 魏凤英, 张婷. 淮河流域夏季降水的振荡特征及其与气候背景的联系. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2009, 39: 1360–1374

29 Kalnay E, Kanamistu M, Kistler R, et al. NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull Am Meteorol Soc, 1996, 77: 437–471

30 Smith T M, Reynolds R W. Improved extended reconstruction of SST(1854–1997). J Clim, 2004, 17: 2466–2477

31 Yang S, Lau K M, Kim K M. Variations of the east Asian jet stream and Asian-Pacific-American winter climate anomalies. J Clim, 2002, 15: 306–325

32 Wu R G, Kinter III J L, Kirtman B P. Discrepancy of interdecadal changes in the Asian region among the NCEP-NCAR reanalysis, objective analyses, and observations. J Clim, 2005, 18: 3048–3067

33 王慧, 王谦谦. 淮河流域夏季降水异常与北太平洋海温异常的关系. 南京气象学院学报, 2002, 25: 45–54