



# 近千年亚洲-太平洋涛动指数与东亚夏季风变化

周秀骥<sup>①</sup>, 赵平<sup>②\*</sup>, 刘舸<sup>①</sup>

① 中国气象科学研究院, 北京 100081;

② 国家气象信息中心, 北京 100081

\* 联系人, E-mail: [zhaop@cma.gov.cn](mailto:zhaop@cma.gov.cn)

2009-06-16 收稿, 2009-08-22 接受

国家自然科学基金(批准号: 40890052, 40890053)、国家重点基础研究发展计划(编号: 2007CB815901)和财政部/科技部公益类行业专项(编号: GYHY200706005)资助项目

**摘要** 为研究东亚夏季风的长期变化规律, 重建了近一千年来反映亚洲与太平洋纬向热力差异的季风指数, 即亚洲-太平洋涛动指数( $I_{APO}$ )。在小冰期, 重建  $I_{APO}$  在世纪尺度上的变化与我国东部旱涝关系紧密, 并且这种关系与在现代观测资料中的一致, 这说明重建的  $I_{APO}$  总体上能够指示小冰期时在世纪尺度上的东亚夏季风变化和我国东部降水异常。

**关键词**千年气候  
亚洲-太平洋涛动  
重建  
东亚夏季风  
降水

东亚夏季风覆盖了我国东部、韩国、日本及其邻近海域。它的异常活动经常引发季风区的干旱或洪涝灾害, 使农业经济遭受重大损失。因此, 研究东亚季风特别是它的长期变化规律是非常重要的。然而由于器测资料过短, 限制了对东亚夏季风长期变化规律的研究。古气候代用资料可以在一定程度上反映季风的强弱, 促进了对东亚夏季风长期变化特征的理解<sup>[1-4]</sup>。

亚洲季风异常可以是由大气对亚洲陆地与其周边海域之间热力差变化的响应造成的<sup>[5,6]</sup>。东亚夏季风及相应的我国东部降水与亚洲和北太平洋热带外地区的热力差异(如: 亚洲-太平洋涛动指数,  $I_{APO}$ )关系密切<sup>[7,8]</sup>。因此, 通过重建过去一千来的  $I_{APO}$  探讨东亚夏季风的长期变化规律是比较合理的。

由于夏季(没有特别说明夏季都

指 6~8 月) $I_{APO}$  与亚洲中纬度地区的地面气温和北太平洋中纬度海表温度(即太平洋年代际涛动, PDO)关系十分密切<sup>[7,8]</sup>, 因此我们试图利用东亚大陆气温和太平洋海表温度来重建  $I_{APO}$ 。相关分析表明(图略)在 1951~2000 年期间, 北京气象站 5~8 月平均表面气温与同期东亚中纬度(30°~60°N, 70°~130°E)气温相关显著, 因此能够用北京气象站气温来近似代表东亚中纬度气温。选 1951~1985 年为校准期(Calibration Period), 利用器测资料的年平均 PDO 指数( $I_{PDO}$ ) (来自<http://jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest>)、北京气象站 5~8 月平均气温距平( $T_{BJ}$ )以及 NCEP 再分析资料的夏季平均  $I_{APO}$ <sup>[8]</sup>, 得到以下的多元回归模型:

$$I_{APO} = -0.563 \times I_{PDO} + 0.292 \times T_{BJ} + 0.259. \quad (1)$$

该回归方程的 F 检验值为 7.99,

复相关系数 ( $R^2$ )为 0.333, 自由度调整后的复相关系数( $R^2_{adj}$ )为 0.271, 都超过 99% 的置信度。并且  $I_{PDO}$  回归系数的 F 检验值为 12.82(超过 99% 的置信度),  $T_{BJ}$  回归系数的 F 检验值为 4.49(超过 95% 的置信度)。为了检验该模型的可靠性, 选 1986~2000 年的 15 年为检定期(Verification Period)对回归模型进行验证。结果表明: 重建的与再分析资料的  $I_{APO}$  之间相关系数为 0.74, 超过 99% 的置信度。另外, 其误差减缩值(Reduction of Error, RE)为 0.34。当 RE>0, 则通常认为重建模型可接受<sup>[9]</sup>。这些参数说明该回归模型在统计上是可信的, 即从理论上可以利用北京温度和 PDO 指数重建  $I_{APO}$ 。

为了进一步检验利用古气候代用资料是否也可以重建  $I_{APO}$ , 我们采用重建的 993~1996 年 PDO 指数<sup>[10]</sup> ( $\hat{I}_{PDO}$ )及 BC 665~1985 年北京石花

**引用格式:** 周秀骥, 赵平, 刘舸. 近千年亚洲-太平洋涛动指数与东亚夏季风变化. 科学通报, 2009, 54: 3144~3146

Zhou X J, Zhao P, Liu G. Asian-Pacific Oscillation index and variation of East Asian summer monsoon over the past millennium. Chinese Sci Bull, 2009, 54: 3768-3771, doi: 10.1007/s11434-009-0619-z

洞(39°47'N, 115°56'E) 5~8月平均气温距平<sup>[11]</sup> ( $\hat{T}_{BJ}$ )重复了上述工作. 相关分析表明, 1948~1985年  $I_{APO}$  与  $\hat{I}_{PDO}$  之间的相关系数为-0.77(超过99.9%置信度), 与重建的  $\hat{T}_{BJ}$  之间的相关系数也达到0.34(超过95%置信度). 因此, 以1948~1985年作为校准期重建了  $I_{APO}$  的回归模型, 新模型为

$$I_{APO} = -0.936 \times \hat{I}_{PDO} + 0.225 \times \hat{T}_{BJ} + 0.049, \quad (2)$$

该模型的F检验值为24.41(超过99%置信度), 复相关系数( $R^2$ )为0.582, 自由度调整后的复相关系数( $R^2_{adj}$ )为0.547, 都超过99.9%的置信度. 对于回归方程(2), 选取1986~1996年作为检定期. 由于重建的  $\hat{T}_{BJ}$  能够指示北京气温(在1951~1985年期间二者相关系数为0.61, 通过99.9%置信度), 因而用1986~1996年北京气象

站的5~8月平均温度替代  $\hat{T}_{BJ}$ . 在检定期, 重建的夏季  $I_{APO}$  显示出下降趋势, 与NCEP再分析资料的  $I_{APO}$  较为一致(图1(a)), 两者之间的相关系数也达到了0.65(超过95%的置信度), 误差减缩值(RE)为0.73. 比较分别用回归方程(1)和(2)重建的993~1985年  $I_{APO}$  序列(图1(b))看到, 二者的长期变化特征非常相似, 这说明采用方程(1)或者(2)重建  $I_{APO}$  都是可行的.

由图1(b)可见,  $I_{APO}$  在欧洲中世纪暖期(Medieval Warm Period, 简称MWP)总体上处于正位相, 表示亚洲对流层温度偏高, 而北太平洋中纬度地区对流层温度偏低, 反映了夏季亚洲-太平洋东西向热力差异偏强. 根据文献<sup>[7,8]</sup>, 这种热力差异的正位相表明东亚夏季风偏强. 在欧洲小冰期(Little Ice Age, 简称LIA),

$I_{APO}$  值处于偏低位相, 并在1450~1570年降到最低值, 表示这一阶段东亚夏季风偏弱. 在随后的几个世纪里,  $I_{APO}$  在0值附近起伏, 没有表现出长期偏强或者偏弱的特征.

赵平等人<sup>[7,8]</sup>指出, 在现代气候年际和年代际尺度上, 当  $I_{APO}$  偏高(低)时, 东亚大陆对流层低层低压偏强(弱), 西太平洋副热带高压偏强(弱)且位置偏北(南), 亚洲季风区低层以西风或西南风偏强(弱)为主, 这将导致黄河流域降水偏多(偏少), 而长江流域降水偏少(偏多). 从1960~1996年期间重建的夏季  $I_{APO}$  与同期中国气象站降水的相关(图2(a))看到, 黄河流域110°E以东为显著正相关区, 长江中下游为显著负相关区. 这种相关型与用现代观测资料得到的结果<sup>[7,8]</sup>一致.

为了进一步探讨  $I_{APO}$  与我国东

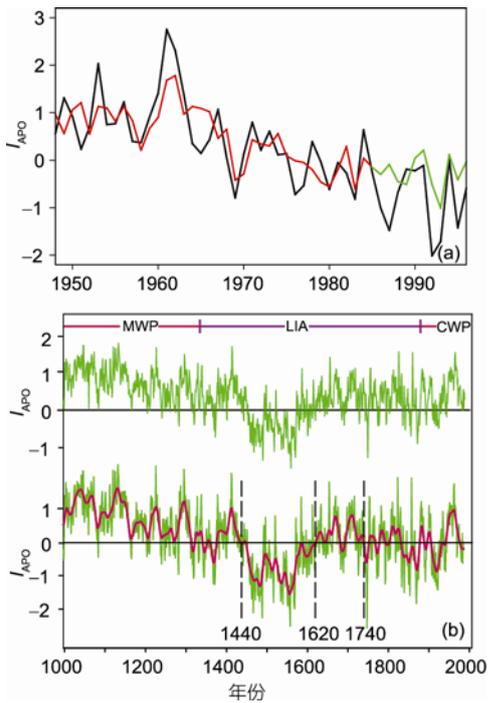


图1

(a) 利用NCEP再分析资料计算的1948~1996年  $I_{APO}$ (黑色)以及在校准期(1948~1985年, 红色)和检定期(1986~1996年, 绿色)重建的  $I_{APO}$ . (b) 根据回归方程1(上)和2(下)重建的993~1985年  $I_{APO}$  序列(绿色)(MWP, 中世纪暖期; LIA, 小冰期; CWP, 现代暖期; 下图中的红色曲线为30年滑动平均值)

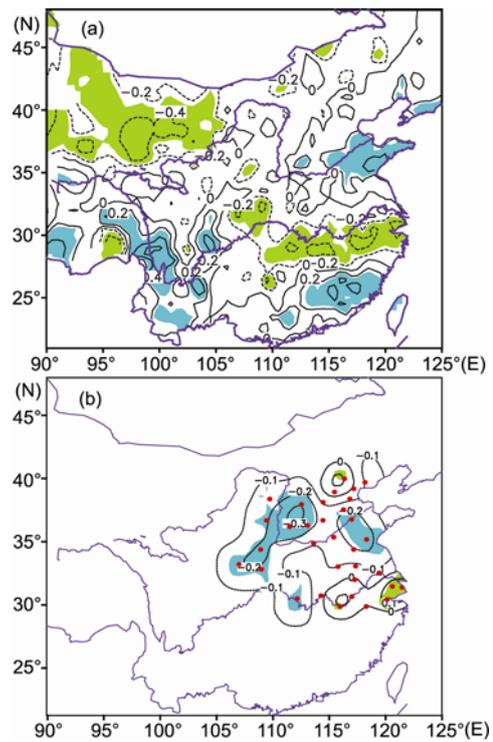


图2

(a) 1960~1996年期间重建的  $I_{APO}$  与我国气象站夏季降水的相关; (b) 在  $I_{APO}$  的高值阶段(1621~1740年)与低值阶段(1470~1620年)之间合成的  $I_{DW}$  差值(高减低, 红点指示着  $I_{DW}$  记录的位置). 阴影区表示通过90%置信度

部夏季降水在更长时期的关系,我们使用了根据中国历史文献纪录重建的1470~1999年暖季(5~9月)旱涝指数<sup>[12]</sup> ( $I_{DW}$ )。该指数共分5个等级,其中1代表涝,2代表偏涝,3为正常,4为偏旱,5表示旱。由于在1470~1740年期间,只有33个点的旱涝记录缺值年份在15年以下,因而我们选取这33个点进行合成分析。从 $I_{APO}$ 的高值阶段(1621~1740年)与低值阶段(1470~1620年)之间合成的 $I_{DW}$ 差值(图2(b))可见,负值区出现在黄河中下游,正值区则出现在长江下游。这种特征说明:在 $I_{APO}$ 偏高阶段,黄河流域多涝少旱(即降水偏多),长江流域多旱少涝(即降水偏少)。图2(b)所反映出的 $I_{APO}$ 与

我国东部降水的关系与图2(a)以及文献<sup>[7,8]</sup>所给出的现代气候下的关系非常相似。由于 $I_{DW}$ 和 $I_{APO}$ 重建是相互独立的,因而与现代气候的这种相似性不仅进一步支持了重建 $I_{APO}$ 的可靠性,也说明现代气候的 $I_{APO}$ 与降水关系也出现在小冰期的世纪尺度上。

总之,利用重建的北京气温和PDO指数,我们重建了近千年来反映东亚海陆热力差异的一个夏季风指数序列( $I_{APO}$ ),分析了其变化特征。结果表明:重建的 $I_{APO}$ 大体上能够反映东亚夏季风的长期变化规律,其中东亚夏季风在中世纪暖期偏强,而在1450~1570年则处于最弱阶段;在世纪尺度上也能够反映小冰期时

我国东部降水的变化特征,当 $I_{APO}$ 偏高(低)时,黄河流域夏季降水偏多(少),长江流域降水偏少(多)。因此, $I_{APO}$ 与东部降水的这种关系不仅表现在现代气候的年际和年代际尺度上,而且也出现在小冰期的世纪尺度上。由于受本文所用旱涝资料的长度所限,在中世纪暖期的 $I_{APO}$ 与东部降水是否也存在这种关系还不清楚,需要更多的代用资料加以验证。由于一些石笋代用资料<sup>[4,13,14]</sup>所指示的东亚降水特征与 $I_{APO}$ 所指示的不完全一致(图略),因此这些石笋代用资料与 $I_{APO}$ 所反映出的东亚季风降水变化特征有一定差异,而重建的 $I_{APO}$ 在更大程度上反映的是中国东部季风区降水的情况。

**致谢** 感谢匿名审稿专家对本文提出的宝贵意见以及美国NCDC提供了重建PDO指数和北京石花洞重建温度,国家气象信息中心提供了我国气象站降水、温度及500年旱涝指数。

## 参考文献

- 1 Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. A high-resolution absolute-dated Late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, 2001, 294: 2345—2348 [\[DOI\]](#)
- 2 Yuan D X, Cheng H, Edwards R L, et al. Timing, duration, and transitions of the Last Interglacial Asian Monsoon. *Science*, 2004, 304: 575—578 [\[DOI\]](#)
- 3 Dykoski C A, Edwards R L, Cheng H, et al. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 233: 71—86 [\[DOI\]](#)
- 4 Zhang P Z, Cheng H, Edwards R L. A test of climate, sun, and culture relationships from an 1810-year Chinese cave record. *Science*, 2008, 322: 940—942 [\[DOI\]](#)
- 5 Li C, Yanai M. The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea interactive thermal contrast. *J Clim*, 1996, 9: 358—375 [\[DOI\]](#)
- 6 Webster P J, Yang S. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Q J Roy Meteorol Soc*, 1992, 118: 877—926 [\[DOI\]](#)
- 7 赵平, 陈军明, 肖栋, 等. 夏季亚洲-太平洋涛动与大气环流和季风降水. *气象学报*, 2008, 66: 716—729
- 8 Zhao P, Zhu Y N, Zhang R H. An Asian-Pacific teleconnection in summer tropospheric temperature and associated Asian climate variability. *Clim Dyn*, 2007, 29: 293—303 [\[DOI\]](#)
- 9 Cook E R, Briffa K R, Jones P D. Spatial regression methods in dendroclimatology—A review and comparison of two techniques. *Int J Climatol*, 1994, 14: 379—402 [\[DOI\]](#)
- 10 MacDonald G M, Case R A. Variations in the Pacific decadal oscillation over the past millennium. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L08703.1—L08703.4
- 11 Tan M, Liu T, Hou J, et al. Cyclic rapid warming on centennial-scale revealed by a 2650-year stalagmite record of warm season temperature. *Geophys Res Lett*, 2003, 30: 1617—1620 [\[DOI\]](#)
- 12 Zhang D. The method for reconstruction of the dryness/wetness series in China for the last 500 years and its reliability. In: Zhang J C, ed. *The Reconstruction of Climate in China for Historical Times*. Beijing: Science Press, 1988. 18—30
- 13 Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. The Holocene Asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, 2005, 308: 854—857 [\[DOI\]](#)
- 14 Hu C Y, Henderson G M, Huang J H, et al. Quantification of Holocene Asian monsoon rainfall from spatially separated cave records. *Earth Planet Sci Lett*, 2008, 266: 221—232 [\[DOI\]](#)