

# 1644 年以来西太平洋暖池海温重建

张自银\*, 龚道溢, 何学兆, 郭栋, 冯胜辉

北京师范大学资源学院, 地表过程与资源生态国家重点实验室, 北京 100875

\* E-mail: [zzy@ires.cn](mailto:zzy@ires.cn)

收稿日期: 2008-03-22; 接受日期: 2008-09-16

国家自然科学基金(批准号: 40675035, 90711003)和公益性行业科研专项(编号: GYHY200706010)资助

**摘要** 利用西太平洋地区 8 个珊瑚代用资料序列重建了 1644 年以来 3~7 月平均西太平洋暖池区平均海表温度(SST). 统计分析表明高通滤波后的高频重建和原始值重建结果都有较高的可靠性. 近 360 年来暖池 SST 存在明显长期趋势变化: 1644~1825 AD 有显著上升趋势(+0.04°C/100 a), 1826~1885 AD 呈显著下降(-0.24°C/100 a), 1886~2006 AD 有强烈上升趋势(+0.28°C/100 a), 其中 20 世纪 50 年代以来的增温达到+0.67°C/100 a, 是过去 360 多年中最强的. 暖池 SST 突出的周期包括年际尺度的~2.1, ~2.3, ~2.9, ~3.6, ~3.8 a 周期以及 80.7 a 的低频周期. 暖池 SST 与我国黄淮流域夏季降水变化有显著的相关性, 重建时段(1880~1949 AD)SST 与区域平均夏季降水量相关系数达到-0.44, 与观测时段(1950~2005 AD)二者的相关(-0.46)接近. 这种关系在近 360 年来的旱涝等级中也是显著的, 1644~1949 AD 区域平均旱涝等级与重建 SST 相关系数为-0.20, 在年代际尺度上二者关系更为明显, 低通滤波后的相关系数为-0.42. 这说明近 360 多年来当暖池 SST 偏高(低)时, 黄淮流域降水易偏少(多). 长时间序列的暖池 SST 重建结果, 对分析历史时期我国东部旱涝气候变化机制提供了有用的信息.

## 关键词

西太平洋暖池  
珊瑚  
重建  
海温

热带西太平洋是全球海洋温度最高的海域, 集中了全球最多的暖水体, 称之为西太平洋暖池(简称暖池). 暖池的热状况对东亚季风、ENSO 系统有着重要的影响, 是理解东亚气候变率需要重点考虑的一个因子<sup>[1~3]</sup>. 由于海温观测资料的短缺, 限制了对过去数百年暖池 SST 变率(特别是其低频变率)及其对中国气候影响的研究. 自 Knutson 等<sup>[4]</sup>尝试利用珊瑚研究过去海洋气候环境以来, 珊瑚应用取得了蓬勃的发展<sup>[5~15]</sup>, 珊瑚代用指标被广泛用于重建过去的海温、降水或径流, 不过这些工作多侧重于利用单点珊瑚分析局地气候要素的变化. 近来 Evans 等<sup>[16]</sup>尝试利用多条珊瑚序列重建整个太平洋温度场的变化, Wilson 等<sup>[17]</sup>则利用多条珊瑚序列重建整个热带海洋温度变化, 为利用代用资料重建海温的集成研究提供了

供了新的思路. 本文试图利用已经开发的珊瑚代用指标, 重建 1644 年以来西太平洋暖池强度指数, 并探讨历史时期暖池 SST 变率与中国气候变化的联系.

## 1 资料与方法

### 1.1 研究区域及其特征

目前对暖池范围尚无统一的定义, 有些研究选择某一固定经纬度区域作为暖池范围<sup>[18~22]</sup>, 另外一些则采用某一海面温度阈值的等温线所包围的区域, 例如 28, 28.5 或 29°C 等温线<sup>[7,23~27]</sup>; 此外还有一些研究<sup>[28]</sup>尝试利用暖水体积来定义暖池范围及强度. 为了突出西太平洋暖水区主要特征, 本文将 30°N~30°S, 100°E~140°W 范围内、多年平均海表温度大于 28°C 的区域定义为西太平洋暖池区域, 即本文的重建目

标区域, 如图 1 所示. 取该区域内所有海温  $\geq 28^{\circ}\text{C}$  的网格点温度的平均值作为暖池区温度指标(SST); 取该区域内所有  $\geq 28^{\circ}\text{C}$  的网格点数作为其面积指标(NUM), 并计算得 1950~2006 年这一时间段内平均 SST 与面积指标相关系数为 0.88(显著性水平  $P > 99\%$ ), 这表明整体上是暖池面积与温度具有一致性变化, 二者均能较好的代表暖池的强度, 考虑到温度对珊瑚生长的物理意义, 本文中选定平均温度作为暖池的强度指标.

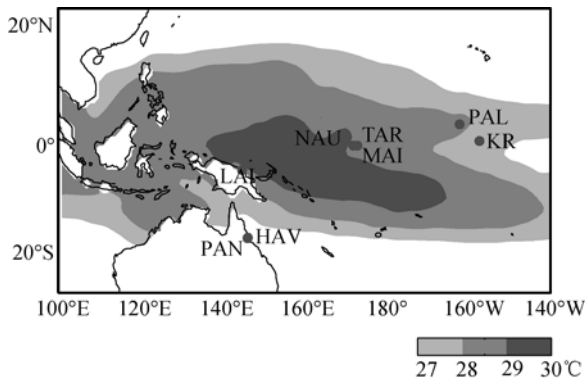


图 1 研究区域及珊瑚代用资料点

暖池区多年(1950~2006 年)平均海温为  $28.94^{\circ}\text{C}$ . 由于暖池主体部分主要位于赤道两侧的热带地区, 加上海陆分布格局及降水季节性的影响, 使得 4, 5, 6 月份是其一年中温度最高的几个月份, 其中极大值出现在 5 月份(图略). 这里取相对“暖相态”的 3~7 月份作为重建的目标月份.

### 1.2 海温数据

本文使用的海温数据是英国 Hadley 中心的 HadISST, 其时间分辨率为月, 空间分辨率为  $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ , 序列开始时间为 1871 年. 由于早期观测数据缺失严

重, 很多地区插值的结果误差较大. 在大多数地区插值海温序列在 1950 年以后的不确定性最小<sup>[29,30]</sup>, 因此选定 1950 年以来的 HadISST 作为海温观测值用于本文暖池海温的重建工作.

### 1.3 珊瑚代用资料

本文中所述珊瑚主要位于暖池及其毗邻区域(图 1), 总共收集了 16 条研究区域内的珊瑚序列. 由于气候时间序列普遍存在低频变化, 这可能导致没有物理联系的指标间产生虚假的高相关, 为降低珊瑚代用指标低频变化对海温低频变化的夸大, 必须首先尽可能剔除包含虚假信号的代用资料. 因此, 本文先重点检查高频变率, 高频变率如果显著相关, 且物理意义明确, 再看其低频变化, 只有高频和低频变化同时都有显著关系的代用资料, 我们才采用. 具体操作是, 首先对各个珊瑚序列做高通滤波得到小于 10 a 周期的高频变化信息(采用气象上常用的 Butterworth 滤波器滤波, 去掉了 10 a 以上尺度的变化, 保留年际尺度变化); 然后分别以月、季或年为分辨率(根据原始资料的分辨率)计算各个珊瑚序列高频数据、原始数据与暖池海温的高频及原始序列的相关性, 挑选对暖池海温变化具有最好代表性的珊瑚序列和时间段(季节、月份)作为重建的代用指标, 因为珊瑚一般生长在水面以下 10~30 m 深处, 因此海表温度变化对珊瑚的影响存在着一定的滞后期<sup>[31]</sup>. 通过以上筛选程序, 最终选择 8 条对海温高频相关系数高(绝对值均大于 0.35)、并且显著性水平大于 95% 的珊瑚序列作为高频重建的代用资料; 同时, 这 8 条代用序列的原始数据(没有滤波)被用于暖池区温度低频变率的重建, 各珊瑚地点、代码及序列长度见表 1. 表 2 是标定时间段各代用指标与同期海温相关系数, 可以看出, 高频相关系数从 -0.39 到 -0.58, 平均值为 -0.47,

表 1 代用资料列表

序号	站点名称	序列长度(AD)	分辨率	资料类型	纬度	经度	资料来源
1	HAV (Havannah)	1644~1986	Y	Flu	18.41°S	146.33°E	Isdale 等 <sup>[5]</sup>
2	PAN (Pandora)	1737~1980	Y	Flu	18.49°S	146.26°E	Isdale 等 <sup>[5]</sup>
3	MAI (Maiana)	1840~1994	B	$\delta^{18}\text{O}$	1°N	173°E	Urban 等 <sup>[6]</sup>
4	LAI (Laing)	1885~1992	Q	$\delta^{18}\text{O}$	4.15°S	144.88°E	Tudhope 等 <sup>[7]</sup>
5	PAL (Palmyra)	1886~1998	M	$\delta^{18}\text{O}$	5.52°N	162.08°W	Cobb 等 <sup>[8]</sup>
6	NAU (Nauru)	1892~1994	Q	$\delta^{18}\text{O}$	0.5°S	166°E	Guilderson 等 <sup>[10]</sup>
7	TAR (Tarawa)	1894~1989	M	$\delta^{18}\text{O}$	1°N	172°E	Cole 等 <sup>[11]</sup>
8	KIR (Kiritimati)	1939~1993	M	$\delta^{18}\text{O}$	2.0°N	157.3°W	Evans 等 <sup>[12]</sup>

a) M 表示月分辨率, B 表示双月分辨率, Q 表示季节分辨率, Y 表示年分辨率, Flu 表示珊瑚荧光

表 2 标定时间段代用指标与 3~7 月暖池平均 SST 的相关系数<sup>a)</sup>

<i>r</i>	高通滤波相关	原数据相关	代用资料月份
HAV	-0.43*	-0.52**	年值
PAN	-0.50**	-0.51**	年值
MAI	-0.58**	-0.60**	3~6
LAI	-0.39*	-0.42*	7~12
PAL	-0.48**	-0.59**	3~5
NAU	-0.53**	-0.61**	4~6
TAR	-0.48**	-0.56*	3~5
KIR	-0.40*	-0.24	7~10
平均	-0.47	-0.51	

a) \* 显著性水平为 95%, \*\* 显著性水平为 99%, 均为 Pearson 相关, 双尾检验

显著性水平平均超过 95%; 原始数据的低频相关系数从 -0.24 到 -0.61, 平均值为 -0.51, 除 KIR 序列以外 (显著性水平为 90%), 其他显著性水平平均超过 95%。

所选的 8 个珊瑚代用指标中有 6 个是珊瑚骨骼氧同位素( $\delta^{18}\text{O}$ ), 另外两个是珊瑚荧光度(Fluorescence)。珊瑚 $\delta^{18}\text{O}$ 是对海洋环境变化的良好记录<sup>[10]</sup>, 尽管珊瑚 $\delta^{18}\text{O}$ 既受到温度的影响, 同时也受到降水的作用<sup>[32]</sup>, 考虑到西太平洋暖池区降水与海温的高度相关<sup>[7]</sup>,  $\delta^{18}\text{O}$ 总体上可以反映海水温度的变化。Isdale 等<sup>[5]</sup>利用取自于Havannah和Pandora岛屿的珊瑚荧光重建热带地区径流与降水的变化, 由于热带海洋上的降水主要是来自对流活动, 而高温有利于海表大气受热上升, 使对流活动增加而导致降水增多, 进而增加河流径流量, 因此珊瑚荧光也被用来解释温度的变化<sup>[17]</sup>。需要注意的是, HAV与PAN, MAI与TAR都相距很近, 他们之间的高相关说明反映同一局地气候现象, 独立性低, 因此参照Wilson等<sup>[17]</sup>的做法对其进行平均处理, 分别作为一条新的序列使用。具体操作是: HAV与PAN两条序列在共同时间段(1737~1980 AD)极差、方差均较一致, 所以简单求二者平均得序列HPA; 而MAI与TAR(共同时间段为1895~1989 AD)两条序列的极差、方差均相差明显, 因此是对二者标准化后求平均得到序列MTA。

#### 1.4 重建方法、标定与验证

确定好代用指标后, 采用多元回归方法进行暖池强度指数的重建, 即用珊瑚序列作解释变量、暖池海温序列作为被解释变量。由于全部珊瑚序列中截

至时间最近的是 1980 年, 所以取全部珊瑚序列与海温序列的公共时间段 1950~1980 AD作为标定时间段, 用全部 8 条高通滤波序列及原数据序列分别重建暖池高频海温指数和低频海温指数, 重建时间段为 1644~1949 AD。考察回归方程的解释方差( $r^2$ )、标准误差(SE)以及误差减少量(RE, reduction of error)统计量来验证重建序列的稳定性与可靠性。这里采用“留一法”(即每次从标定时段资料中留出一个用做验证的独立资料)交叉验证来计算RE<sup>[17,31]</sup>。RE最早由Lorenz<sup>[33]</sup>在检验气象预报是否比气候预报更好的时候提出的统计量, 随后在回归重建气候研究方面得到广泛应用<sup>[17,34~36]</sup>, Fritts<sup>[34]</sup>研究指出RE是一个非常苛刻的检验统计量, 其取值范围是 $(-\infty, +1.0]$ ,  $\text{RE} > 0$ 表示重建是有技巧的,  $\text{RE} > 0.2$ 表示重建是可信的,  $\text{RE} = 1$ 表示重建序列是完美的。

## 2 重建结果

图 2(a)和(b)分别是基于高通滤波后的 8 个珊瑚代用指标重建的暖池 SST 高频序列和 8 个珊瑚代用指标原始数据(未滤波)重建 SST 序列。表 3 是本文重建过程中标定与验证的统计量列表。可以看出, 随着代用指标的增多回归方程解释方差增多, 高频序列重建解释方差从 19%(只有一个代用指标的 1644~1736 AD 时段)增加到 59%(全部 8 个代用指标的 1938~1949 AD 时段), 平均解释方差为 46%; 原序列重建解释方差从 27%增加到 68%, 平均解释方差为 55%。随着代用指标的增加, 回归方程的标准误差整体在减小; 高频重建部分 RE 是在 0.09~0.35 之间变化, 平均值为 0.24, 原序列重建 RE 在 0.18~0.46 之间变化, 平均值为 0.34。从  $r^2$ , SE, RE 三方面来看, 整个序列的重建都是比较可靠的, 其中以 1840~1949 AD 时段的不确定性最小。

基于珊瑚代用指标重建的暖池区温度序列(图 2(b))表明, 近 360 年来暖池 SST 存在着明显的长期趋势变化, 整体上表现为 3 个阶段: 1644~1825 AD 时段呈显著上升趋势, 增幅为 $+0.04^\circ\text{C}/100 \text{ a}$ ; 1826~1885 年有显著下降趋势为 $-0.24^\circ\text{C}/100 \text{ a}$ ; 1886~2006 AD 时段有强烈上升趋势为 $+0.28^\circ\text{C}/100 \text{ a}$ , 其中 1950 年以来的增温最为显著, 增幅达到  $0.67^\circ\text{C}/100 \text{ a}$ , 是过去 360 年来增温最强的; 暖池 SST 序列在整体上(1644~

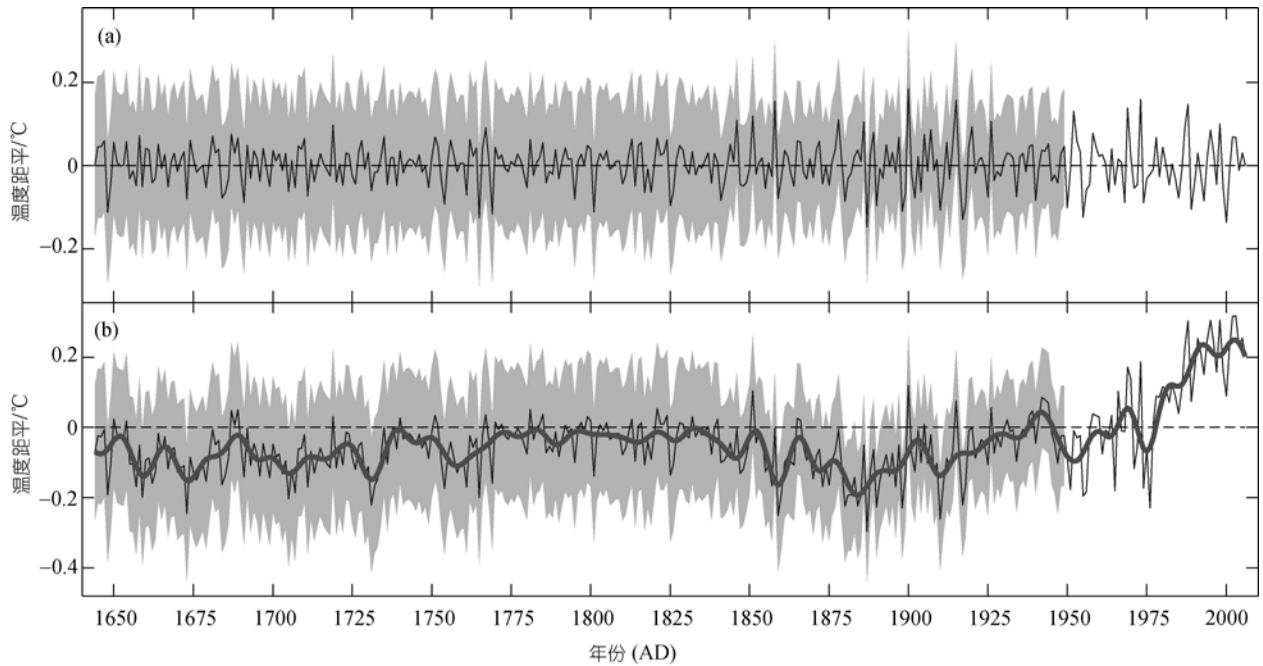


图 2 近 360 年暖池海温距平

1644~1949 AD 为重建值, 1950~2006 AD 为观测值. (a) 基于 8 个高通滤波代用指标重建的高频序列, (b) 基于 8 个代用指标原始数据(未滤波)重建 SST 序列, 粗实线是低通滤波曲线, 图中阴影部分表示  $\pm 2$  倍标准误差的范围

表 3 标定与验证的统计分析

代用指标个数	时间段	高频率序列重建			原序列重建		
		$r^2/\%$	SE/ $^{\circ}\text{C}$	RE	$r^2/\%$	SE/ $^{\circ}\text{C}$	RE
8	1938~1949	59	0.070	0.23	68	0.071	0.35
7	1894~1937	58	0.071	0.20	67	0.072	0.33
6	1892~1893	56	0.068	0.26	67	0.072	0.33
5	1886~1891	55	0.067	0.33	65	0.071	0.46
4	1884~1885	53	0.068	0.35	60	0.074	0.45
3	1840~1883	43	0.073	0.32	52	0.079	0.44
2	1737~1839	26	0.082	0.16	31	0.094	0.21
1	1644~1736	19	0.086	0.09	27	0.096	0.18
平均		46	0.073	0.24	55	0.079	0.34

2006 AD)呈显著增暖趋势, 平均增幅为 $+0.04^{\circ}\text{C}/100\text{ a}$ , 变化趋势的显著性水平平均达到 99%. 同时暖池海温低频序列还表现出, 18 世纪 70 年代以前年代际变化明显, 此后到 19 世纪 40 年代变化比较平缓, 之后又呈明显年代际波动且伴随着强烈增暖趋势. 对比发现, 重建的暖池海温与周天军等<sup>[37]</sup>研究给出的 1871~1997 时段的暖池海温, 在年代际上有着较好的一致性, 表现在 19 世纪 70 年代~20 世纪 30 年代暖池海温偏低, 20 世纪 50 年代以来海温波动中持续升高. 功率谱分析表明, 过去 360 多年暖池 SST 变率突出的周期包括 $\sim 2.1, \sim 2.3, \sim 2.9, \sim 3.6, \sim 3.8\text{ a}$ 的高频周期, 以

及 80.7 a 的低频周期(见图 3), 同时 10 a 以下的 $\sim 5.4, \sim 7.1\text{ a}$ 周期也较突出, 但没有通过 95% 的显著性检验. 在总计 360 a 中, 暖池 SST 以 2.1 a 的高频周期最为稳定, 自 1840 年以后, 以 $\sim 2.1, \sim 2.7\text{ a}$ 周期最为显著.

功率谱分析表明暖池 SST 变化有显著 2~4 a 周期, 这类似于厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)的周期特征<sup>[38]</sup>, 说明暖池 SST 变率可能与 ENSO 有关. 这里利用暖池 SST 年际变化的高频序列进一步检验其与 ENSO 的联系. 图 4 所示是 1876~2002 年时段的暖池 SST 高频序列与前期南方涛动指数 SOI 的对比(SOI, 即太平洋的塔西提岛气压与澳大利亚的达尔文气压之差, 资

料来源于澳大利亚气象局网站, 网址: <http://www.bom.gov.au/climate/current/soihtml.shtml>, 其中 1950~2002 年暖池 SST 为观测值, 1876~1949 年为基于珊瑚代用指标重建的高频序列. 相关性计算表明, 西太平洋暖池 3~7 月温度变化与上年 12 月至次年 4 月平均 SOI 存在着显著反向变化关系, 观测时间段二者相关系数为 -0.60、重建时间段二者相关系数为 -0.64, 均达到 99% 的显著性水平. 重建的 SST 与 ENSO 的显著负相关关系与观测时段结果一致, 表明暖池区 SST 与 ENSO 变率在年际尺度联系的稳定性, 这从侧面也说明了重建的暖池 SST 高频结果的可靠性.

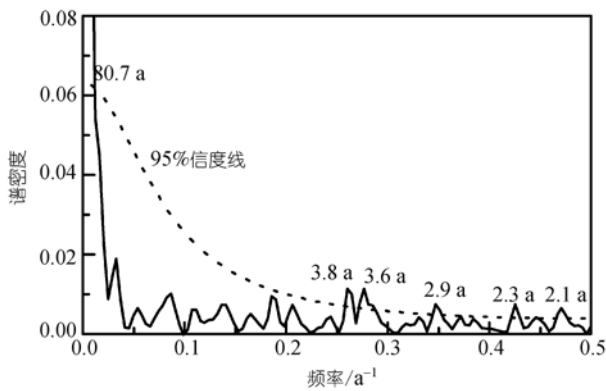


图 3 1644~2006 年暖池 SST 功率谱分析图

区域温度常受大的气候背景影响, 暖池区海温长期变化也可能受此影响, 为此我们比较了热带海洋温度及全球热带地区温度与暖池 SST 的关系(见图 5). 其中(a)序列 1644~1949 AD 时段是基于珊瑚重建

的暖池区 3~7 月平均温度值, 1950~2006 AD 是 HadISST 观测的温度值; (b) 是 Wilson 等<sup>[17]</sup> 利用太平洋、印度洋内多条珊瑚代用指标重建的整个热带海洋平均年温度序列; (c) 序列是 IPCC-AR4 给出的基于 HadCRUT3 的全球热带地区(南北纬 20° 范围内)陆地气温和海温<sup>[39,40]</sup>. 从图上可以看出, 在公共时段内各个序列整体上呈现出较好的对应关系. 相关性计算表明, 重建的暖池区温度与重建的整个热带海洋温度序列相关系数为 +0.59、在 10 a 尺度上相关系数达 +0.67 ( $P > 99%$ ), 但是在 1790~1830 之间二者变化存在较大差异, 从 1830s 以后两序列之间存在着显著性相关, 相关系数为 +0.81 ( $P > 99%$ ). 1850~2006 AD 年内暖池区 SST 与 HadCRUT3 的全球热带地区陆地气温和海温相关系数为 +0.73 ( $P > 99%$ ). 从图 5 中可以看出, 19 世纪 50~70 年代(a)与(c)两序列有着一致的变化趋势, 由相对暖态转冷再转暖; 1896~1910 AD 期间, (a)与(c)都呈现出先是暖冷高频波动进而由暖相峰值快速转向冷相谷值、1955 和 1956 年偏冷、1975~1977 年偏暖、1987 和 1988 年相对暖到 1989 年相对冷、以及 1998 年的偏暖, 均有较好的一致性变化; 在 20 世纪 40 年代, 虽然三者都有一个相对暖峰值, 但在时间上有差异, (b)和(c)序列峰值主要在 1940~1943 年, 而(a)序列峰值主要在 1942~1944 年. 通过以上分析可以看出, 基于珊瑚代用指标重建的暖池海温序列与整个热带海洋温度、整个热带陆地气温和海温具有较高的一致性, 表明暖池区 SST 也受到全球气候变化

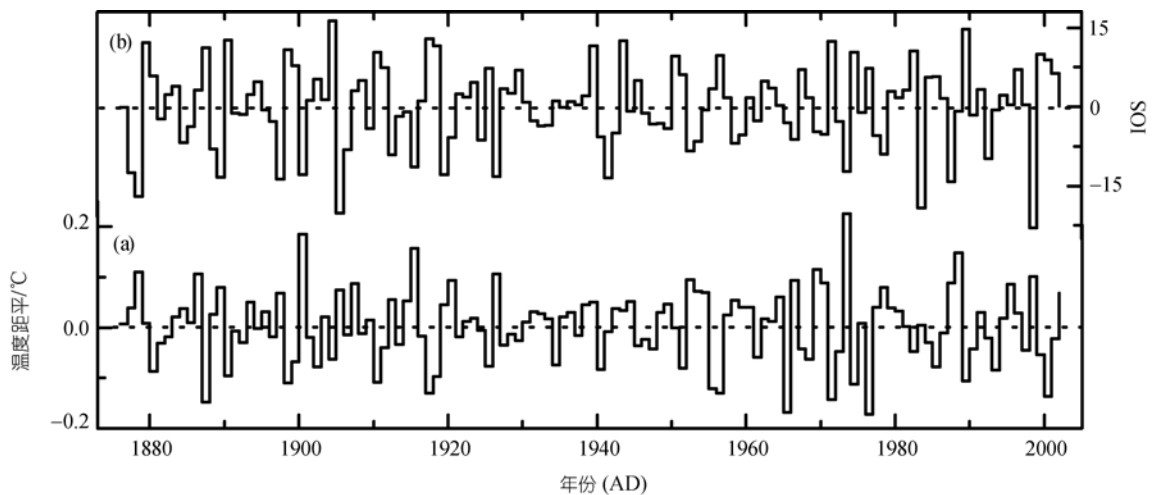


图 4 暖池海温高频序列(a)与南方涛动指数(b)

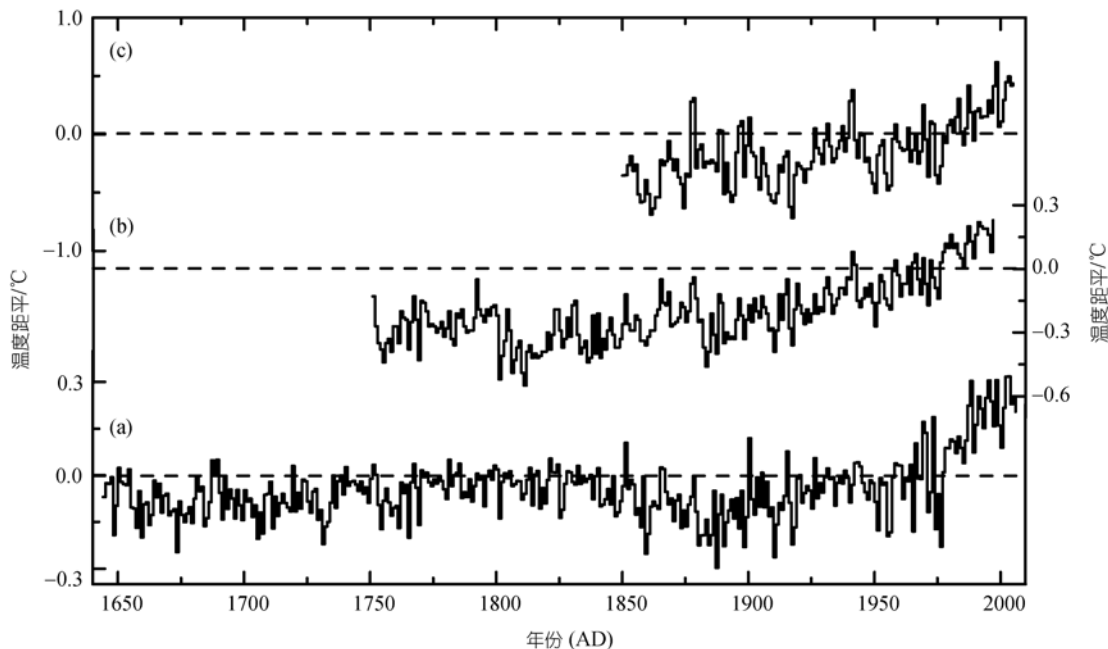


图 5 重建的暖池海温(a)与重建的整个热带海洋温度(b)、HadCRUT3 的全球热带陆地气温与海温(c)比较

大背景的影响,尤其是在低频变化趋势上更为明显;同时 3 条温度序列也存在着一定的差异,这种差异和不确定性一部分可能与研究的区域及时间分辨率不同(暖池 SST 序列为 3~7 月均值,而整个热带海洋温度和 HadICRUT3 温度为年均值)有关,另一方面也可能反映出暖池区 SST 的区域特性.

### 3 历史时期暖池区 SST 与中国东部降水的关系

许多观测事实表明,西太平洋暖池对副热带高压和东亚季风有着重要的影响,进而影响中国东部大范围温度和降水.黄荣辉等<sup>[41]</sup>研究指出,当暖池(范围相对较小,110°~140°E,10°~20°N)增暖,从菲律宾周围经南海到中印半岛上空的对流活动增强,西太平洋副热带高压的位置偏北,我国江淮流域夏季降水偏少;反之当菲律宾附近暖池区对流减弱时,江淮流域降水偏多,黄河流域的降水偏少,易发生干旱;暖池对中国东部降水的影响主要是通过大气环流遥相关型联系起来的.此外,龚振淞等<sup>[42]</sup>研究表明,当前期冬季赤道东太平洋海温、同期夏季西太平洋暖池和印度洋海温偏高时,热带季风偏弱,副热带季风偏强,冷暖气流在长江流域交汇,梅雨锋加强,有利于

长江流域夏季降水偏多.

那么,整个西太平洋大暖池区历史时期 SST 与中国东部降水的关系如何呢?这里选用基于历史文献重建 1880 年以来的 71 个站夏季降水量<sup>[43,44]</sup>与重建暖池 SST 进行分析.结果表明,夏季降水量与暖池 SST 相关性在长江以南基本为正相关,长江以北基本为负相关,显著相关(相关系数 $\leq -0.2$ , $P > 99\%$ )的 13 个站(图 6 中大圆圈标识的)主要位于黄淮流域.取这 13 个站平均值序列(各个站标准化之后再求平均)为黄淮流域夏季降水指标(图 7(c)),与暖池 SST(图 7(a))进行相关性计算.观测时段(1950~2005 AD)二者相关系数为 $-0.46$ ,重建时段(1880~1949 AD)二者相关系数为 $-0.44$ ,显著性水平均超过 99%;在年代际尺度上,暖池 SST 对黄淮夏季降水量的解释方差分别达到 72%(观测时段)和 67%(重建时段).可以看出重建的暖池 SST 与黄淮流域夏季降水的关系与观测时段结果基本一致,说明这种关系是稳定的,即当暖池 SST 偏高时,黄淮流域多为夏季降水偏少年份;相反,当暖池 SST 偏低时,黄淮流域夏季降水量往往偏多.

此外,我们利用文献<sup>[45~47]</sup>中给出的 120 个台站 1644~2000 AD 旱涝等级与暖池 SST 作进一步分析.由于 1950 年以前的旱涝等级是基于历史文献对旱涝

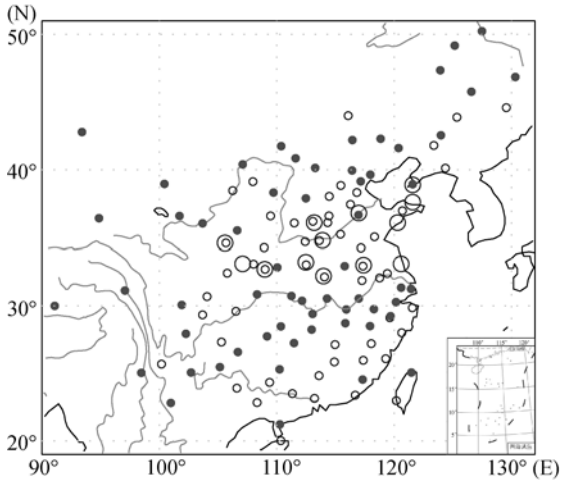


图 6 暖池区温度与中国夏季降水量、旱涝等级指数的相关系数分布图

实心点表示暖池海温与旱涝等级指标呈正相关、空心圆圈表示暖池海温与旱涝等级指标呈负相关、大的空心圆圈表示暖池海温与夏季降水量序列相关系数 $\leq -0.2$ 的站点

灾害记载而重建的, 且分辨率为年, 因此其精确性不及夏季降水量序列, 但考虑到我国大部分地区降水

主要集中在夏季, 因此旱涝级别对夏季降水还是具有较好的指示作用. 为了便于理解, 将旱涝等级标准化为 0~1, 用来表示由旱到涝的变化, 即 0 表示降水少、1 表示降水多. 然后计算与暖池 SST 的相关性, 分别用实心点表示暖池 SST 与旱涝指数呈正相关、空心圆圈表示二者呈负相关, 结果如图 6 所示. 正相关表示当暖池 3~7 月份平均温度偏高时, 该站点同年偏涝; 相反, 负相关表示当暖池海温偏高时, 该站偏旱. 从图上可以看出正相关和负相关的台站分布具有明显的区域性差异, 总体上呈现东北-西南走向、并向内陆交替的趋势, 东南沿海为负相关区、长江中下游至云贵高原一带为正相关区、淮河流域至黄河流域为负相关区、海河平原及以北为正相关区. 从具体台站看, 显著相关区也出现在黄淮流域, 取区内 8 个代表站 (与暖池 SST 相关性系数 $\leq -0.2, P > 99\%$ ) 的平均值序列作为该区旱涝等级指标(图 7(b)), 与暖池 SST 在观测时段相关系数为 $-0.46$  (1950~2000 AD)、重建时段 (1644~1949 AD) 为 $-0.20$ , 全序列相关性为 $-0.24$ , 显著性水平超过 99%, 这种关系在年代际尺度上更

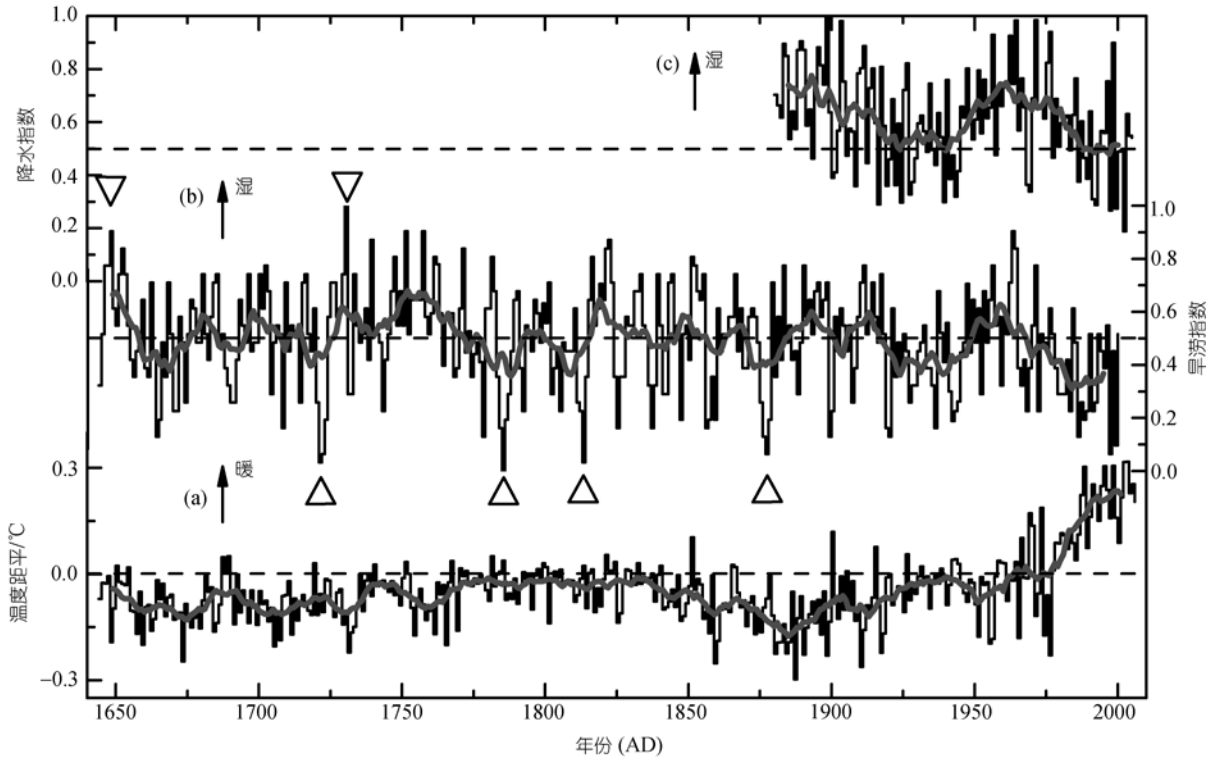


图 7 暖池区温度距平(a)、黄淮流域旱涝指数(b)及夏季降水量标准化值(c)

1950~2006 AD 为观测值, 1644~1949 AD 为重建部分, 粗线为 11 点滑动曲线,  $\Delta$ 标注的是重建时段内 $\leq -2\sigma$ 的年份,  $\nabla$ 标注的是重建时段 $> +2\sigma$ 的年份

为明显, 低通滤波后相关系数为 $-0.42$ . 在年代际尺度上暖池 SST 与黄淮区旱涝指数整体上呈明显的反向变化关系, 当暖池 SST 偏高, 黄淮区往往偏旱, 当暖池 SST 偏低, 则黄淮区多为偏涝. 旱涝等级相对偏旱的时段包括 1658~1673, 1681~1698, 1715~1725, 1783~1793, 1802~1812, 1870~1890, 1895~1910, 1915~1950 AD, 对应的暖池 SST 相对偏高(除 1870~1890 AD 外), 而显著偏涝的 1745~1775 AD 时段对应的暖池 SST 相对偏低. 但值得注意的是, 1780~1860 年间, 暖池 SST 保持稳定的偏暖状态, 而旱涝等级序列波动大, 并与暖池 SST 在年际尺度上对应关系较差, 尚不清楚这一时段二者关系异常的原因, 还需要对此作进一步研究. 自 20 世纪 60 年代以来, 不管是夏季降水序列还是旱涝等级序列, 都呈现明显的持续下降趋势, 且对应着暖池 SST 的持续上升, 这种趋势可能是受到全球变暖背景的影响. 在长周期的低频变化上, 朱锦红等<sup>[48]</sup>研究指出中国华北夏季降水有着 80 a 的振荡, 这与暖池区 SST 变率 80.7 a 的长周期基本吻合, 可能说明暖池 SST 对夏季降水 80 a 周期的形成有一定关系.

与年代际尺度关系相比, 年际尺度上重建的暖池海温与黄淮区降水和旱涝等级的关系比较弱. 观测资料时段黄淮区夏季降水、旱涝等级指标与暖池 SST 高频信号的相关系数分别仅为 $-0.10$ ,  $-0.13$ ; 重建时段, 夏季降水序列(1880~1949 AD)、旱涝等级(1644~1949 AD)与暖池 SST 高频相关系数分别为 $-0.26$ ,  $-0.07$ . 说明年际尺度暖池的影响信号比较弱, 这可能与影响降水年际波动的因子很多有关. 相对于大陆积雪、副热带高压、中高纬度环流因子等要素, 具体到某一年份的降水, 暖池一个因子的贡献往往不突出. 不过需要强调的是, 我们发现重建时段内(1644~1949 AD)一些旱涝极值事件, 与海温有较好的对应关系, 旱涝等级最干的 4 a(距平 $<-2\sigma$ , 包括 1721,

1785, 1813, 1877 AD), 都对暖池 SST 极大值; 同时旱涝等级最涝的 2 a(距平 $>2\sigma$ , 包括 1648, 1730 AD), 都对暖池 SST 极小值(图 7), 这说明暖池区 SST 异常对黄淮区极端旱涝事件的形成起到一定的作用.

## 4 结论

利用 8 条珊瑚代用指标分别重建了暖池 SST 高频序列和低频序列(原始值重建). 统计量指标( $r^2$ , SE, RE)分析表明重建序列达到了较高的可信度. 过去 360 a 来暖池 SST 有明显的阶段性趋势变化, 1644~1825 年呈显著上升趋势, 1826~1885 年有显著下降趋势, 从 1886 年以后, 又有强烈上升趋势, 其中 1950 年以来的增温最为显著, 增幅达到  $0.67^\circ\text{C}/100 \text{ a}$ , 是过去 360 a 来增温最强的. 功率谱分析表明, 过去 360 年来暖池 SST 变率以高频周期为主, 包括 $\sim 2.1$ ,  $\sim 2.3$ ,  $\sim 2.9$ ,  $\sim 3.6$ ,  $\sim 3.8 \text{ a}$  周期, 同时也有一个显著的 80.7 a 低频周期(均超过 95% 信度水平).

暖池 SST 与我国东部夏季降水序列及旱涝等级指数的相关关系有着明显的区域性差异, 其中显著负相关区出现在黄淮流域. 观测时段(1950~2005 AD)的暖池 SST 与黄淮区夏季降水量相关系数达到 $-0.46$ , 重建时段(1880~1949 AD)二者相关系数为 $-0.44$  ( $P > 99\%$ ), 说明重建的暖池 SST 与该区域夏季降水关系是稳定的. 这种关系在近 360 年来的旱涝等级中也是显著的, 重建时段(1644~1949 AD)区域平均旱涝等级与暖池 SST 相关系数为 $-0.20$ , 观测时段二者相关系数为 $-0.46$ , 全序列相关系数为 $-0.24$ , 年代际尺度上二者关系更为明显, 低通滤波后相关系数为 $-0.42$  ( $P > 99\%$ ). 这说明过去 360 多年来, 暖池区 SST 是影响黄淮地区夏季降水量年代际尺度波动的因子之一. 重建的长时间暖池 SST 序列, 对进一步分析历史时期我国东部旱涝气候变化机制提供了有用的信息.

**致谢** 衷心感谢审稿人对本文的审阅和建设性的修改意见.

## 参考文献

- 1 Nitta T. Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J Meteorol Soc Jpn*, 1987, 65: 373—390



- 2 黄荣辉, 李维京. 夏季热带西太平洋上空的热源异常对东亚上空副热带高压的影响及其物理机制. 大气科学, 1987, 12(特刊): 107—116
- 3 赵振国. 中国夏季旱涝及环境场. 北京: 气象出版社, 1999. 1—112
- 4 Knutson D W, Buddemeier R W, Smith S V. Coral chronometers: seasonal growth bands in reef corals. *Science*, 1972, 177(4045): 270—272 [\[DOI\]](#)
- 5 Isdale P J, Stewart B J, Tickle K S, et al. Palaeohydrological variation in a tropical river catchment: a reconstruction using fluorescent bands in corals of the Great Barrier Reef, Australia. *Holocene*, 1998, 8(1): 1—8 [\[DOI\]](#)
- 6 Urban F E, Cole J E, Overpeck J T. Influence of mean climate change on climate variability from a 155-year tropical Pacific coral record. *Nature*, 2000, 407(6807): 989—993 [\[DOI\]](#)
- 7 Tudhope A W, Chilcott C P, McCulloch M T, et al. Variability in the El Nino-Southern Oscillation through a Glacial-Interglacial cycle. *Science*, 2001, 291: 1511—1517 [\[DOI\]](#)
- 8 Cobb K M, Charles C D, Hunter D E. A central tropical Pacific coral demonstrates Pacific, Indian, and Atlantic decadal climate connections. *Geophys Res Lett*, 2001, 28(11): 2209—2212 [\[DOI\]](#)
- 9 Fleitmann D, Burns S J, Ulrich N, et al. Palaeoclimatic interpretation of high-resolution oxygen isotope profiles derived from annually laminated speleothems from Southern Oman. *Quat Sci Rev*, 2004, 23(7-8): 935—945 [\[DOI\]](#)
- 10 Guilderson T P, Schrag D P. Reliability of coral isotope records from the western Pacific warm pool: a comparison using age-optimized records. *Paleoceanography*, 1999, 14(4): 457—464 [\[DOI\]](#)
- 11 Cole J E, Fairbanks R G, Shen G T. Recent variability in the Southern Oscillation: isotopic results from a Tarawa Atoll Coral. *Science*, 1993, 260(5115): 1790—1793 [\[DOI\]](#)
- 12 Evans M N, Fairbanks R G, Rubenstone J L. A proxy index of ENSO teleconnections. *Nature*, 1998, 394(6695): 732—733 [\[DOI\]](#)
- 13 McCulloch M, Fallon S, Wyndham T, et al. Coral record of increased sediment flux to the inner Great Barrier Reef since European settlement. *Nature*, 2003, 421(6924): 727—730 [\[DOI\]](#)
- 14 Quinn T M, Crowley T J, Taylor F W. A multicentury stable isotope record from a New Caledonia coral: interannual and decadal sea surface temperature variability in the Southwest Pacific since 1657 AD. *Paleoceanography*, 1998, 13(4): 412—426 [\[DOI\]](#)
- 15 Ryuji A, Tsutomu Y, Yasufumi I. Interannual and decadal variability of the western Pacific sea surface condition for the years 1787-2000: reconstruction based on stable isotope record from a Guam coral. *J Geophys Res*, 2005, 110 [\[DOI\]](#)
- 16 Evans M N, Kaplan A, Cane M A. Pacific sea surface temperature field reconstruction from coral  $\delta^{18}\text{O}$  data using reduced space objective analysis. *Paleoceanography*, 2002, 17(1) [\[DOI\]](#)
- 17 Wilson R, Tudhope A, Brohan P. Two-hundred-fifty years of reconstructed and modeled tropical temperatures. *J Geophys Res*, 2006, 111 [\[DOI\]](#)
- 18 黄荣辉, 孙凤英. 热带西太平洋暖池上空对流活动对东亚夏季风季节内变化的影响. 大气科学, 1994, 18(4): 456—465
- 19 张启龙, 翁学传, 颜廷壮. 西太平洋暖池海域 SST 场的时空特征. 海洋与湖沼, 2001, 32(4): 349—354
- 20 金祖辉, 陈隽. 西太平洋暖池区海表水温暖异常对东亚夏季风影响的研究. 大气科学, 2002, 26(1): 57—68
- 21 张增信, 刘宣飞, 腾代高. 西太平洋暖池海温分布型及其与东亚大气环流的关系. 南京气象学院学报, 2005, 28(6): 746—754
- 22 McPhaden M J, Picaut J. El Nino-Southern Oscillation displacements of the western equatorial Pacific warm pool. *Science*, 1990, 250(4986): 1385—1388 [\[DOI\]](#)
- 23 李克让, 周春平, 沙万英. 西太平洋暖池基本特征及其对气候的影响. 地理学报, 1998, 53(6): 511—519
- 24 赵永平, 吴爱明, 陈永利, 等. 西太平洋暖池的跃变及其气候效应. 热带气象学报, 2002, 18(4): 317—326
- 25 Wyrski K. Some thought about the west Pacific warm pool. Proceeding of the Western Pacific international meeting and workshop on TOGA-COARE. New Caledonia: France Institute of the Scientific Research for the Development on the Cooperation. 1989. 99—109
- 26 Wang C, Enfield D B. The tropical Western Hemisphere warm pool. *Geophys Res Lett*, 2001, 28(8): 1635—1638 [\[DOI\]](#)
- 27 Enfield D B, Sang-Ki L, Wang C Z. How are large western hemisphere warm pools formed? *Progr Oceanogr*, 2006, 70: 346—365 [\[DOI\]](#)
- 28 邱东晓, 黄菲, 杨宇星. 东印度洋-西太平洋暖池的年代际变化特征研究. 中国海洋大学学报, 2007, 37(4): 525—532
- 29 Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J Geophys Res*, 2003, 108: D14 [\[DOI\]](#)
- 30 Smith T M, Reynolds R W. Extended reconstruction of global sea surface temperatures based on COADS data (1854—1997). *J Clim*, 2003, 16(10): 1495—1510

- 31 Gong D Y, Luterbacher J. Variability of the low-level cross-equatorial jet of the western Indian Ocean since 1660 as derived from the coral proxies. *Geophys Res Lett*, 2008, 35[DOI]
- 32 Lough J M. A strategy to improve the contribution of coral data to high-resolution paleoclimatology. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2004, 204(1-2): 115—143[DOI]
- 33 Lorenz E N. Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction. In: *The Geophysics Research Directorate of the Air Force Cambridge Research Center, ed. Statistical Forecasting Project, Scientific Report No 1*. Boston: Massachusetts Institute of Technology Department of Meteorology, 1956. 49
- 34 Fritts H C. *Tree Rings and Climate*. London: Academic Press, 1976
- 35 Cook E R, Kairiukstis L A. *Methods of Dendrochronology: Applications in the Environmental Sciences*. New York: Springer, 1990
- 36 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]
- 37 周天军, 宇如聪, 李薇, 等. 20 世纪印度洋气候变率特征. *气象学报*, 2001, 59(3): 257—270
- 38 王绍武, 朱锦红, 蔡静宁, 等. 近 500 年 ENSO 时间序列的建立与分析. *自然科学进展*, 2004, 14(4): 424—430
- 39 IPCC. *Climate Change 2007: the Physical Science Basis*. New York: Cambridge University Press, 2007. 237—336
- 40 Brohan P, Kennedy J J, Harris I, et al. Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850. *J Geophys Res*, 2006, 111: D12106[DOI]
- 41 黄荣辉, 孙凤英. 热带西太平洋暖池的热状况及其上空的对流活动对东亚夏季气候异常的影响. *大气科学*, 1994, 18(2): 141—151
- 42 龚振淞, 何敏. 长江流域夏季降水与全球海温关系的分析. *气象*, 2006, 32(1): 56—61
- 43 李振华, 朱锦红, 蔡静宁, 等. 历史上的淮河洪水. *气象*, 2005, 31(6): 24—28
- 44 王绍武, 龚道溢, 叶瑾琳, 等. 1880 年以来中国东部四季降水量序列及其变率. *地理学报*, 2000, 55(3): 281—293
- 45 中央气象局气象科学研究所. *中国近五百年旱涝分布图集*. 北京: 地图出版社, 1981. 1—332
- 46 张德二, 刘传志. 《中国近五百年旱涝分布图集》续补(1980~1992 年). *气象*, 1993, 19(11): 41—45
- 47 张德二, 李小泉, 梁有叶. 《中国近五百年旱涝分布图集》的再续补(1993~2000 年). *应用气象学报*, 2003, 14(3): 379—388
- 48 朱锦红, 王绍武, 巧珍. 华北夏季降水 80 年振荡及其与东亚夏季风的关系. *自然科学进展*, 2003, 13(11): 1205—1209