

何源, 李双林, 胡超涌. 2020. 清江流域水热关系与东亚夏季风的联系 [J]. 气候与环境研究, 25(6): 677–694. HE Yuan, LI Shuanglin, HU Chaoyong. 2020. Correlation of Surface Air Temperature and Precipitation in the Qingjiang River basin and Its Connection with the East Asian Summer Monsoon [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 25 (6): 677–694. doi:[10.3878/j.issn.1006-9585.2020.20035](https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2020.20035)

清江流域水热关系与东亚夏季风的联系

何源^{1,2} 李双林^{1,2} 胡超涌³

1 中国地质大学环境学院大气科学系, 武汉 430078

2 中国科学院大气物理研究所气候变化研究中心, 北京 100029

3 中国地质大学地理与信息工程学院地理科学系, 武汉 430078

摘要 降水(P)与气温(T)之间的关系, 即水热关系(PTR), 在夏季一定程度上可反映干旱—高温热浪(或洪涝多雨—凉夏)极端气候灾害事件的发生情况。三峡库区内的清江流域, 存在发育良好的洞穴, 其沉积物中碳氧同位素序列长, 可一定程度代表降水或气温信息, 存在构造长序列 PTR 指标的可能性。从现代器测与再分析记录出发, 研究清江流域 PTR 的演变特征和成因, 可为利用石笋碳氧同位素构造 PTR 代用指标提供一些物理基础和启发。本文利用清江流域 6 个站(巴东、建始、利川、恩施、五峰、宜昌)1960~2016 年逐日气温与降水观测资料及 NCEP 耦合预报模式再分析(CFSR)、日本气象厅 55 年再分析(JRA55)和欧洲中期天气预报中心再分析(ERA-interim)等 3 套资料, 分析了清江流域 PTR 季节性差异、年际与年代际变化及其与东亚夏季风的联系。结果表明: 1) PTR 有明显季节性差异, 夏季为显著负相关, 其他季节不明显; 2) 夏季 PTR 存在明显年代际变化, 表现出 20~25 年准周期振荡特征。在过去的几十年间, 1965~1976 年和 1993~2011 年期间水热相关不显著, 而 1977~1992 年为显著负相关, 即分别在 1974 年、1986 年、1992 年发生了年代际转折; 3) 夏季 PTR 年代际变化和东亚夏季风强度有一定的联系。在水热显著负相关时段(1977~1992 年), 夏季风偏弱; PTR 不显著时段(1965~1976 年和 1993~2011 年), 夏季风偏强; 4) 机制上, 夏季风减弱, 南北方气流交汇位置靠南, 清江流域水汽增加, 上升运动增强, 云量与降水增加, 导致地表热通量减少, 地面气温下降, PTR 为显著负相关。夏季风增强时, 南北气流交汇区北移, 清江流域水汽减少, 下沉运动增强, 导致云量减少而地表热通量增加, 使得气温上升, 进一步使气温垂直递减率增加, 降水效率对降水贡献为正, 表明气温上升利于降水增加, 同时云量/降水对气温的影响减弱, 但并未消失, 使得 PTR 不显著。5) 太平洋年代际振荡(IPO/PDO)对清江流域夏季 PTR 起着一定的调制作用。

关键词 水热关系 清江流域 东亚夏季风 年代际变化

文章编号 1006-9585(2020)06-0677-18

中图分类号 P461

文献标识码 A

doi:[10.3878/j.issn.1006-9585.2020.20035](https://doi.org/10.3878/j.issn.1006-9585.2020.20035)

Correlation of Surface Air Temperature and Precipitation in the Qingjiang River basin and Its Connection with the East Asian Summer Monsoon

HE Yuan^{1,2}, LI Shuanglin^{1,2}, and HU Chaoyong³

1 Department of Atmospheric Science, School of Environmental Studies, China University of Geosciences, Wuhan 430078

收稿日期 2020-03-28; 网络预出版日期 2020-05-22

作者简介 何源, 男, 1995 年出生, 硕士研究生, 主要研究方向为气候变率。E-mail: hey@cug.edu.cn

通讯作者 李双林, E-mail: shuanglin.li@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金重点项目 41731177

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grant 41731177)

2 Climate Change Research Center, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

3 Department of Geography, School of Geography and Information Engineering, China University of Geosciences,
Wuhan 430078

Abstract The Precipitation–surface air Temperature Relationship (PTR) constitutes an important indicator of the ecological environment and is closely related to the occurrence of extreme drought/heat wave (or flood/coldness) events. Research has been taking place in several caves of the Qingjiang River basin of the Three Gorges Area. The cave sediments are characterized by long carbon and oxygen isotope sequences which may lead to the construction of a long sequence PTR. Based on modern meteorological observation and reanalysis data, the evolution characteristics and forming reason of the PTR in the Qingjiang River basin can be analyzed, which can provide some physical basis for understanding the relationship between the carbon–oxygen coupling coefficient of the stalagmites and PTR. Based on daily surface air temperature and precipitation observations from six stations, namely Badong (31°2'N, 110°22'E), Jianshi (31°36'N, 109°43'E), Lichuan (30°17'N, 108°56'E), Enshi (30°17'N, 109°28'E), Wufeng (30°12'N, 110°40'E), and Yichang (30°42'N, 111°18'E), and three sets of reanalyses, namely the NCEP Climate Forecast System Reanalysis (CFSR), Japan Meteorological Agency 55-year reanalysis (JRA55), and European Centre for Medium-range Weather Forecasts Interim Reanalysis (ERA-interim), this study investigated the seasonal, interannual, and decadal variability of the PTR and its connection with the East Asian summer monsoon. The following results were obtained: 1) PTR exhibits an obvious seasonality while a significant negative correlation is observed only in summer. 2) Summer PTR exhibits a decadal variability with a periodicity of 20–25 years, close to IPO/PDO. Significant shifts occurred in 1974, 1986, and 1992, with PTR altering from “insignificant” to “significant” and back to “insignificant” again. Specifically, PTR between 1977 and 1992 was significantly negative. 3) There is an overall correspondence between the decadal variability of summer PTR and the strength of the East Asian Summer Monsoon (EASM). When PTR was significantly negative (1977–1992), EASM was weak. However, when PTR was insignificant (1965–1976 and 1993–2011), EASM was strong. 4) Physically, when the summer monsoon weakens, the north and south air flow converges to the south. When the water vapor and ascending motion increases in Qingjiang River basin, it causes an increase in the cloud coverage and precipitation but it reduces the surface heat flux and decreases the surface temperature, leading subsequently to a negative PTR. When the summer monsoon strengthens, the north and south air flow converges to the north, which is not beneficial for the increase of water vapor. On the contrary, it is beneficial for the descending motion. In addition, cloud coverage reduces and temperature increases, resulting in the increase of the adiabatic rate and the positive contribution of precipitation efficiency to precipitation. It is important that, on one hand, the increase of temperature can increase precipitation, and on the other hand, the impact of cloud coverage/precipitation on the temperature weakens but does not disappear. Both conditions make PTR insignificant. 5) The decadal variability of PTR may be linked to the IPO/PDO.

Keywords Precipitation–surface air Temperature Relationship (PTR), Qingjiang River basin, East Asian summer monsoon, Decadal variability

1 引言

降水 (P) 与气温 (T) 是反映气候的重要要素, 它们二者之间存在着复杂的联系。研究二者之间关系即水热关系 (PTR, 后指降水与气温的相关系数) 的演变, 相比于仅研究气温或降水单一变量, 不仅有助于认识高温热浪—干旱或低温—阴雨这类对农作物生长影响更直接的极端天气气候灾害的发生, 也使我们更深入地理解能量循环和水循环的联系与机制, 更好地理解气候系统的整体行为。这对评估现有气候模式的性能, 改进和提高气候预测预

估水平, 有重要的科学意义和实际价值 (Isaac and Stuart, 1992; Huang and van den Dool, 1993)。此外, PTR 已成为水文气候学的一个重要指标, 人们用它来反映自然环境演变, 研究其变异及未来演变, 对于人类社会的未来环境与可持续发展也有重要意义 (Dény and Wood, 2005)。

根据克拉伯龙—克劳修斯方程 (Clayperon-Clausius Equation), 气温升高能增加大气持水能力, 利于降水增加, 即气温可促进降水, 是两者的正反馈机制; 而降水/总云量增加, 减少地表接收到的净太阳辐射, 导致气温降低, 即负反馈机制。

而 PTR 的变化取决于气温与降水间反馈机制的变化 (Berg et al., 2015)。在一定区域内, 长期稳定的 PTR 表明气温降水反馈机制的基本组合, 能代表着气候的基本特征。换句话说, PTR 存在地区依赖性 (Zhao and Khalil, 1993; 李佩成等, 2011; 崔曜鹏等, 2015)。例如在热带海洋上, 存在两类 PTR。一类为正相关的 PTR。当赤道东太平洋海表面水温较高时, 海面气温也高, 对大气的强迫作用增强, 对流发展旺盛, 降水多, 以正反馈机制为主, 并呈现出类似 El Niño 型的分布 (Trenberth and Shea, 2005; Wu et al., 2013)。另一类是负相关的 PTR。赤道西太平洋对流强烈发展时, 对流云阻挡达到海表的太阳短波辐射, 此外对流也有利于增强上下层空气的垂直混合, 有利于表面变冷, 以负反馈机制, PTR 为负。而在陆地上, 降水和气温受辐射、陆—气作用和大气环流动力作用等诸多过程的共同影响, 反馈机制更为复杂, 相应的 PTR 地域差异性更大 (Adler et al., 2008; Du et al., 2013)。水热配置关系不是一成不变的, PTR 转换是自然气候系统变化的一部分, 而 PTR 的异常往往与自然灾害联系在一起。例如在我国东部, 在气候季节平均上, 雨热同季, 表现为正 PTR。但有的年份也会出现异常的 PTR, 即负 PTR 或异常暖干型/冷湿型水热配置。高温热浪和干旱事件发生时, 气温高降水少, 即为异常暖干型 (Fischer et al., 2007; 邓振镛等, 2009)。洪涝事件发生时, 气温低降水多, 即为异常冷湿型 (蔡佳熙和管兆勇, 2007; 钱卓蕾等, 2018; 洪国平等, 2018)。它们均呈现出异常负 PTR, 对农作物生长不利, 都是显著的气候灾害。例如 2009~2010 年华中春夏连旱, 造成 PTR 失衡, 严重影响了地区生态平衡和社会发展, 给人体健康及生命财产安全造成很大损害 (陈正洪等, 2010; 陈洪滨和范学花, 2010)。

引起 PTR 异常的原因是多方面的, 但大体可分为气候系统内部因素, 或外部因素, 或二者共同作用。就内部因素而言, 人们从大气环流异常引起水汽输送异常的角度, 认为区域水循环改变是 PTR 异常变化的主要原因 (张志薇等, 2011; Wu, 2014)。就外部因素而言, 人类温室气体、气溶胶等均可影响气候系统的能量和水分循环, 造成 PTR 异常 (Beniston, 2009; Fernández-Montes et al., 2017; Zhou and Wang, 2017)。近些年, 在全球变暖的大背景下, 高温热浪、干旱洪涝等极端水文气

候事件频发, PTR 异常明显, 是自然气候变率或人类活动起主导作用仍存有悬疑。解决这一问题的一个方法是把它放在在更长时间上, 比如千年以上进行考量, 以认识自然气候系统中 PTR 的演变, 明晰年际和年代际的演变规律及其物理机制。但这亟需长序列、高分辨率的水热记录。

清江流域 ($30^{\circ}18'N \sim 31^{\circ}3'N$, $108^{\circ}55'E \sim 111^{\circ}27'E$) 地处华中腹地, 紧邻三峡库区, 地势起伏较大 (图 1a)。独特的地质环境和构造作用使得流域内发育了许多石灰岩溶洞, 并存有大量极具研究价值的石笋和洞穴沉积物 (Hu et al., 2005)。清江和尚洞现代洞穴地质过程观测与石笋生长模拟实验表明: 在季节—年尺度上, 和尚洞洞内石笋碳氧同位素可记录当地气候的变化, 并与东亚环流变化关系密切, 与东亚夏季风降水有良好的关系, 而现有研究表明和尚洞石笋碳氧同位素序列长, 可一定程度代表降水或气温信息, 存在构造长序列 PTR 指标的可能性 (Hu et al., 2008a, 2008b; Zhang et al., 2018)。为分析千年以上区域 PTR 的演变情况提供了可能性。对现代气候动力学过程的认识是了解千年以上古气候演变物理成因的基础。利用现代器测资料研究清江流域 PTR 的特征和成因, 可为下一步利用石笋碳、氧等同位素重建千年以上 PTR 指标提供一些基础和启示。因此, 利用现代观测资料, 分析清江流域 PTR 的年际、年代际演变特征, 相关的大尺度大气环流异常以及气候模态的可能影响, 构成了本文的基本出发点。

2 资料及方法

所用观测资料包括气温和降水, 来自清江流域宜昌、巴东、建始、利川、五峰、恩施 6 个气象站点 (图 1a)。该资料时间跨度 1960~2016 年, 时间分辨率为逐日, 由中国气象局国家气象信息中心提供。

考虑到不同资料对于气温、降水的刻画能力有所差别, 基于单一资料的分析结果存在不确定性, 有必要用多套资料进行分析。除站点观测外, 使用了英国东英格兰大学 CRU (Climatic Research Unit) 逐月气温与降水资料 ([http://data.ceda.ac.uk/badc/cru/data/cru_ts/cru_ts_4.03/data/\[2020-05-11\]](http://data.ceda.ac.uk/badc/cru/data/cru_ts/cru_ts_4.03/data/[2020-05-11])) (Harris et al., 2014), 时段为 1960~2016 年, 水平分辨率为 0.25 (纬度) \times 0.25 (经度)。也用了

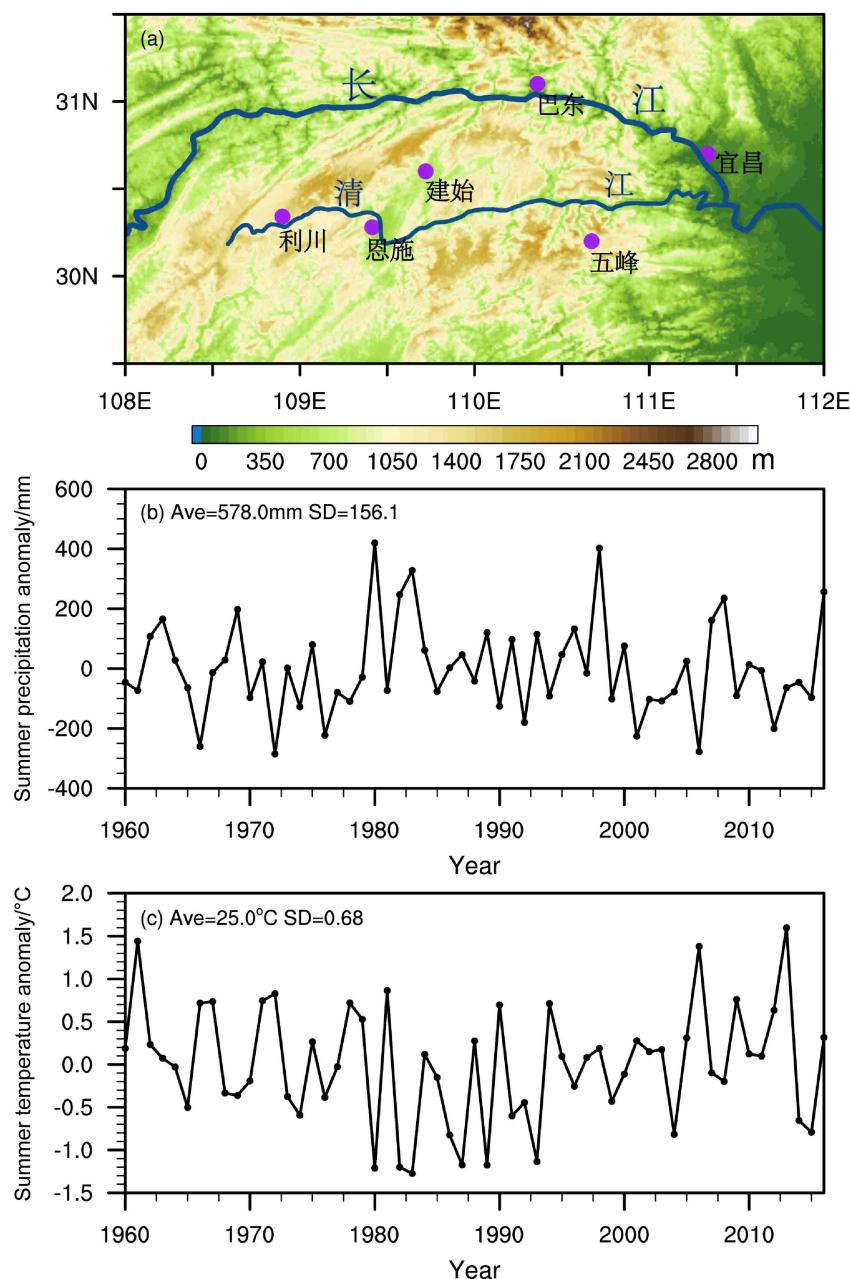


图1 1960~2016年清江流域(a)示意图(阴影代表海拔高度)及逐年夏季(b)降水距平和(c)气温距平演变

Fig. 1 (a) Atlas of the Qingjiang River basin (shadings are altitude) and the evolution of yearly summer (b) precipitation anomaly and (c) surface air temperature anomaly from 1960 to 2016

3套再分析数据集：1) 欧洲中期数值预报中心(ECMWF)的再分析资料 ERA-interim ([https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim\[2020-05-11\]](https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim[2020-05-11])) (Dee et al., 2011; Madonna et al., 2014); 2) NCEP 的 CFSR 再分析数据集 ([https://rda.ucar.edu/datasets/ds094.2/\[2020-05-11\]](https://rda.ucar.edu/datasets/ds094.2/[2020-05-11])) (Saha et al., 2014); 3) 日本气象厅(JMA)的 JRA55 再分析数据集 ([ftp://ds.data.jma.go.jp\[2020-05-11\]](ftp://ds.data.jma.go.jp[2020-05-11])) (Kobayashi et al., 2015)。使用变量包括

近地面降水、气温、海平面气压 (SLP)、潜热通量、感热通量、对外长波辐射 (OLR)、垂直方向上 17 层次的高度场、风场及气温场，水平分辨率为 1.25° (纬度) $\times 1.25^{\circ}$ (经度)，时间分辨率为逐月。时间长度 ERA-interim、CFSR 时段为 1979~2016 年，JRA55 时段为 1960~2016 年。当比较再分析与站点观测差异时，对再分析气温和降水变量首先插值到清江流域 6 个站点。再按处理站点资料方法，计算 PTR 序列。

海温资料取自 NOAA ERSST v5 (Huang et al., 2017), 分辨率 2.0° (纬度) $\times 2.0^{\circ}$ (经度), 时间范围为 1960~2016 年, 时间分辨率为逐月。气候态选取为 1981~2010 共 30 年的平均。四季划分为: 冬季(12 月、次年 1 月、2 月)、春季(3 月、4 月、5 月)、夏季(6 月、7 月、8 月)、秋季(9 月、10 月、11 月)。

分析地区 PTR 变化, 涉及到区域能量循环与水汽循环之间的联系, Schär et al. (1999) 提出的降水循环分析方法可将降水根据需要进行分解, 计算降水循环效率或降水效率, 以便分析不同贡献项对于降水的贡献。其基本水汽平衡方程为:

$$P = E - \frac{\partial W}{\partial t} + IN - OUT, \quad (1)$$

其中 P 代表降水量; E 是蒸发量; W 是可降水量, 在季节尺度, $\partial W / \partial t$ 相对其他项较小, 可以忽略; t 是时间(单位: 月), IN 是输入水汽量, OUT 是输出水汽量, 式中各项单位均为 mm/d。整层大气水汽通量散度(Moisture Flux Convergence, MFC)

$$MFC = -\frac{1}{g} \nabla \cdot \int_{pt}^{ps} qVdp, \quad (2)$$

其中, g 为重力加速度, p 是气压(单位: hPa), p_t 为大气层顶气压(这里取 100 hPa), p_s 为地面气压, q 为比湿(单位: kg kg^{-1}), V 是风矢量。

考虑本文季节尺度上, 大气中的水汽充分混合, 选择 Asharaf et al. (2012) 在 Schär et al. (1999) 方法上修改得到的计算公式:

$$P = \chi(IN + E), \quad (3)$$

$$P' = P - \bar{P} = \chi'(\bar{E} + \bar{IN}) + \chi'E' + \chi'IN', \quad (4)$$

其中, 降水效率 χ 单位为 m s^{-1} , χ' 代表变量 χ 异常值, \bar{E} 、 \bar{IN} 分别代表变量 E 、 IN 的气候态。 $\chi'(\bar{E} + \bar{IN})$ 是降水效率项, 代表局地降水效率变化对降水的影响; $\chi'E'$ 是局地蒸发项, 代表局地蒸发变化对降水的影响; $\chi'IN'$ 是水汽输入项, 代表水汽输入变化对降水的影响。考虑到再分系资料格点分辨率, 在计算时, 清江流域格点范围为 ($28.75^{\circ}\text{N} \sim 31.25^{\circ}\text{N}$, $107.5^{\circ}\text{E} \sim 112.5^{\circ}\text{E}$)。

因文中发现清江流域 PTR 可能与东亚夏季风存在密切联系, 文中选用 Wu and Ni (1997) 提出东亚夏季风指数, 即 ($20^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{E} \sim 130^{\circ}\text{E}$) 850 hPa 经向风区域平均值。此外, 文中还发现清江流域 PTR 可能与太平洋海温年代际模态 IPO/PDO

(Interdecadal Pacific Oscillation/ Pacific Decadal Oscillation) 存在联系, 所用的 IPO/PDO 指数(Henley et al., 2015)

$$\text{IPO} = \text{SSTA}_2 - (\text{SSTA}_1 + \text{SSTA}_3) / 2, \quad (5)$$

其中 SSTA_1 、 SSTA_2 与 SSTA_3 分别指 ($25^{\circ}\text{N} \sim 45^{\circ}\text{N}$, $140^{\circ}\text{E} \sim 145^{\circ}\text{W}$)、($10^{\circ}\text{S} \sim 10^{\circ}\text{N}$, $170^{\circ}\text{E} \sim 90^{\circ}\text{W}$) 和 ($50^{\circ} \sim 15^{\circ}\text{S}$, $150^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{W}$) 海温区域平均值。

主要的分析方法包括: 线性相关、滑动 t 检验、谱分析和合成分析。因本文的关注点是年际—年代际尺度, 分析前对原始资料进行了去除长期线性趋勢处理。文中相关及合成分析结果均利用 t 检验进行了显著性检验。

3 PTR 的季节、年际和年代际分析

3.1 年平均和不同季节 PTR

清江流域年平均、季节 PTR 显示于表 1。以 PTR 系数通过 95% 显著性检验为显著标准, 可以看出, 年平均上各个站点 PTR 均不显著, 但在不同季节上有所差异, 站点之间也不尽相同。不难看出, 夏季各个站点 PTR 均为显著负相关, 而春季各个站点 PTR 均不显著。冬季站点 PTR 均为正相关, 但仅建始、利川、巴东 PTR 显著, 相关分别为 0.37、0.33、0.33。秋季也仅宜昌、巴东 PTR 显著, 相关分别为 -0.36、-0.32。从各站平均所代表的流域平均情况来看, 冬季和夏季 PTR 显著, 相关系数分别为 0.30 和 -0.48, 而春季、秋季不显著。由各季节结果可见, 除夏季外, 站点 PTR 并不一

表 1 1960~2016 年清江流域不同季节和年平均 PTR 对比

Table 1 Comparison of different seasons and annual average Precipitation-surface air Temperature Relationship (PTR) in Qingjiang River basin from 1960 to 2016

	PTR 系数				
	冬季	春季	夏季	秋季	年平均
宜昌站	0.04	-0.11	-0.38*	-0.36*	-0.10
五峰站	0.09	-0.02	-0.26*	-0.14	-0.08
巴东站	0.33*	-0.19	-0.41*	-0.32*	-0.20
建始站	0.37*	-0.08	-0.42*	-0.01	-0.10
利川站	0.20	-0.09	-0.28*	0.10	-0.10
恩施站	0.33*	0.01	-0.44*	0.08	-0.01
清江区域	0.30*	-0.01	-0.48*	-0.09	-0.08

注: *为通过 95% 显著性检验。

致, 影响因素较为复杂。而夏季站点 PTR 均为显著负相关, 站点间表现一致, 表明可能受共同因素影响以及夏季 PTR 对社会生活的显著影响。在接下来的研究中, 将以夏季作为研究对象。

3.2 PTR 的年际、年代际变化

图 1b、1c 是清江流域逐年夏季气温、降水距平演变图。可以看出, 降水量多年平均为 578.0 mm, 最大值在 1980 年, 为 997.4 mm, 最小值在 1972 年, 为 292.7 mm, 最大值与最小值相差 704.7 mm, 几乎是标准差的 5 倍 (标准差是 156.1), 表明降水量的年际变化幅度非常大。夏季气温多年平均为 25 ℃, 最大值是在 2013 年, 为 26.6 ℃, 最小值是在 1983 年, 为 23.7 ℃, 标准差 0.68, 气温年际变化也较大。依据图 1, 统计气温、降水距平同号率, 结果如表 2 所示, 1960~2016 年同号的年份有 27 年, 占总年数的 47.37%, 异号的年份有 30 年占总年数的 52.63%。异号的年份明显多于同号的年份, 但并不占绝对优势, 既与二者之间总体表现出显著负相关一致, 也表明存在年际变化, PTR 并不稳定。此外, 还可看到降水偏多年份有 23 年, 占总年份的 40.35%, 而气温偏高年份有 19 年, 占总年数的 33.33%。

比对图 1b、1c 可以看到一定的年代际变化, PTR 是否存在相应的年代际变化? 为了深入分析这一问题, 我们以 11 年为滑动窗口, 计算气温与降水的滑动相关系数。为了便于叙述, 将气温与降水的 11 年窗口滑动相关系数作为 PTR 年代际序列。

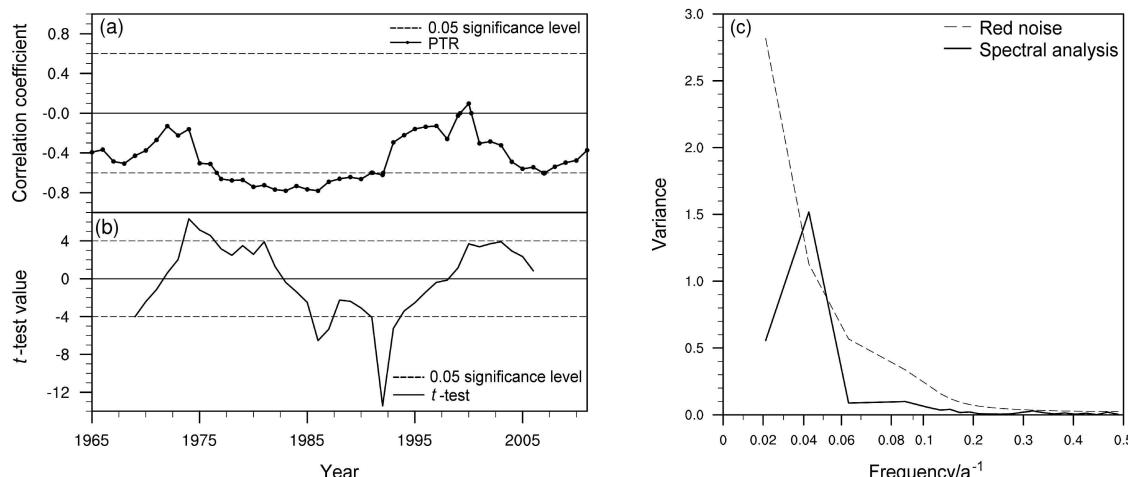


图 2 1960~2016 年清江流域 (a) 夏季 PTR 年代际序列演变、(b) 夏季 PTR 年代际序列突变检验 (滑动 t 检验)、(c) 滑动窗口相关系数序列功率谱分析结果。虚线均代表通过 95% 显著性检验

Fig. 2 (a) Decadal variation evolution of PTR, (b) running t -test result of PTR, (c) power spectral distribution of the PTR in the Qingjiang River basin from 1960 to 2016. Dashed lines are significant at the 0.05 level

表 2 1960~2016 年清江流域夏季降水、气温距平统计

Table 2 Summer precipitation, temperature anomaly statistics for the Qingjiang River basin from 1960 to 2016

	降水偏多 (偏少)	气温偏高 (偏低)	降水、气温 距平同号	降水、气温 距平异号
年份	23 (34)	19 (38)	27	30
百分率	40.35% (59.65%)	33.33% (66.67%)	47.37%	52.63%

如图 2a 所示, 滑动相关系数范围为 $-0.83 \sim 0.1$, 不同年代差异较大, 1977~1992 年和 2007 年滑动相关系数小于 0.53, 通过 95% 显著性检验, 表明该时间段水热负相关显著, 而其余年份 PTR 并不明显。

图 2b 是 PTR 年代际序列的滑动 t 检验结果。可见, 1965~2011 年之间, PTR 发生了 3 次比较明显的年代际转折, 分别发生在 1974 年、1986 年、1992 年。结合图 2a 分析, 可见在 1974 年之前, 滑动相关系数并未通过 95% 显著性检验, 不显著, 而 1974~1992 年之间显著, 说明 PTR 经历了“不显著” — “显著” — “不显著”的年代际变化。为了便于后续对比分析, 结合滑动 t 检验的结果与 PTR 显著性的变化, 将研究时段分为 PTR 显著时段 (P1: 1977~1992 年) 和不显著时段 (P2: 1965~1976 年和 1993~2011 年)。谱分析结果显示 (图 2c), PTR 年代际变化大致存在 20~25 年周期。

上面分析了 PTR 的年代际变化, 有必要分析降水和气温年代际分量二者之间的关系, 看是否存在一致性。计算夏季降水与气温 11 年滑动平均,

以代表其年代际分量(结果如图3)。可见,降水年代际分量在1977~1988年与1992~1996年为负距平,1965~1976年、1989~1992年和1997~2011年为正距平,气温年代际分量在1977~1992年为负距平,其余年份为正距平,两者之间也表现出明显的负相关关系。结合图2a分析,发现P1时段,降水偏多而气温偏低,P2时段,降水偏少而气温偏高,说明PTR“不显著”与“显著”的交替变化,基本对应夏季气候特征“暖干”与“冷湿”的交替变化。

4 夏季 PTR 年代际变异的机制

4.1 PTR 与东亚夏季风的关系

在不同再分析资料中, PTR 年代际序列演变如图4所示。计算表明, JRA55、CFSR 和 ERA-

interim 三套资料在有实际观测对应的时段(JRA55 为 1965~2011 年, CFSR 和 ERA-interim 为 1984~2011 年),其 PTR 序列与实际观测序列的相关系数分别为 0.86、0.93 和 0.94,均通过了 95% 显著性检验,说明 3 套资料中存在与观测一致的 PTR 演变。考虑到后二者资料长度较短,下面用序列较长的 JRA55 开展进一步的分析。结合图2a,可以看出, JRA55 再现了 1965~2011 年期间从“不显著”到“显著”,再到“不显著”的年代际变化。

图5a 是 CRU 数据集 1960~2016 年夏季气温与降水的相关系数分布,可见我国大部分地区降水与气温为显著负相关,但数值差异较大。在华南、长江中下游以及我国北大部分区域为 -0.5~ -0.7。在 30°N~35°N, PTR 在纬向上有明显变化,长江

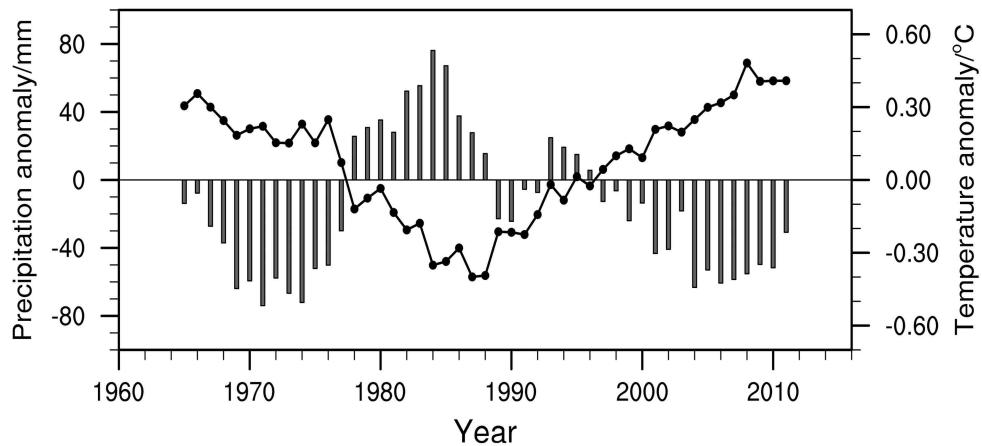


图3 1960~2016年清江流域夏季11年滑动平均气温(实线)和降水(直方)距平的演变

Fig. 3 Evolution of 11-year moving average of summer air temperature (solid line) and precipitation (histogram) anomalies in the Qingjiang River basin from 1960 to 2016

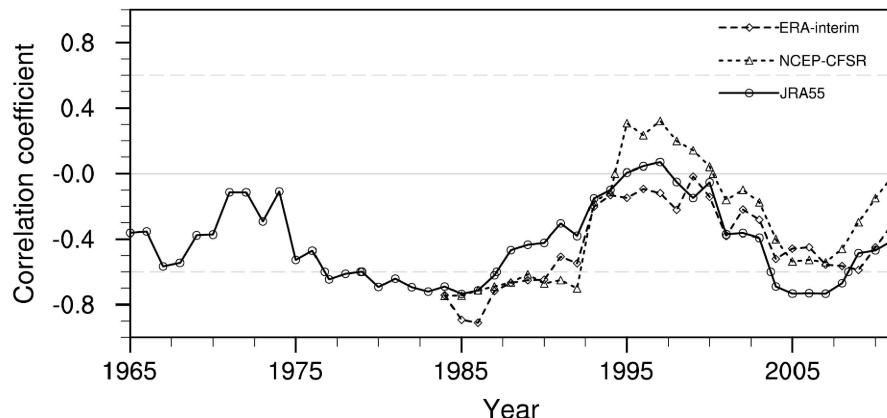


图4 再分析资料中1960~2016年清江流域夏季PTR年代际序列演变(虚线代表0.05显著水平阈值)

Fig. 4 Decadal variations of the PTR of reanalysis data and observations in the Qingjiang area from 1960 to 2016 (gray dashed lines are the 0.05 significance levels)

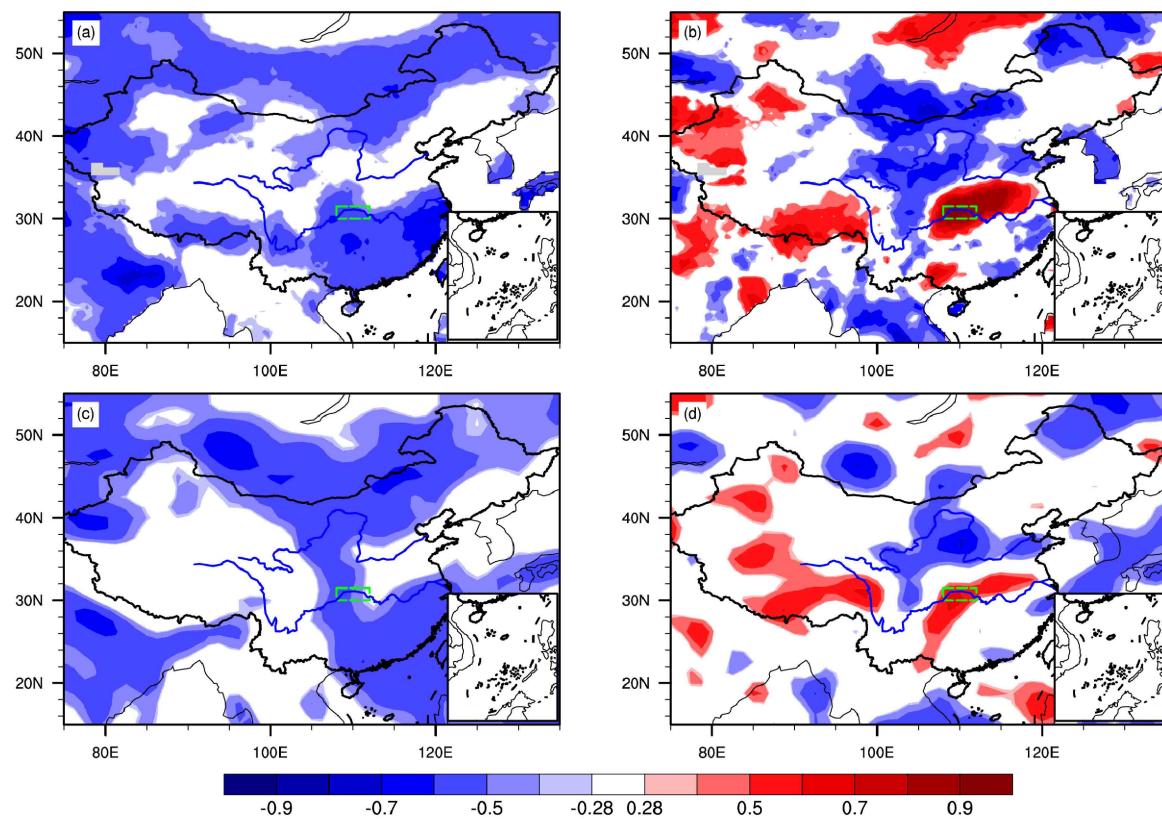


图 5 CRU 资料中 1960~2016 年 (a) 中国气温与降水相关系数、(b) 清江流域 PTR 年代际序列与各格点 PTR 年代际序列相关场; (c)、(d) 同 (a)、(b), 但为 JRA55 资料。以 ± 0.28 为 0.05 显著性检验阈值, 绿色方框表示清江流域

Fig. 5 (a) Correlation coefficients of temperature and precipitation from 1960 to 2016 of China from CRU data and (b) correlation coefficients between decadal variation of PTR of each CRU data grid with PTR of the Qingjiang River; (c) and (d) same as (a) and (b), but for JRA55 data. With ± 0.28 as 0.05 significance test threshold and the green squares indicate the Qingjiang River basin area

中游地区处在黄河南部以及四川盆地两个 PTR 不显著区域之间, 说明包括清江流域在内的长江中游地区是 PTR 敏感区。图 5b 是 CRU 资料中各个格点 PTR 年代际序列与清江流域 PTR 年代际序列相关系数图。一方面, 长江中游地区相关系数在 0.5~0.9 之间, 表明清江流域 PTR 年代际变化能够代表长江中游地区情况。另一方面, 清江流域 PTR 年代际序列与河套地区、华北地区、四川盆地、华南沿海等周边区域相关系数为 -0.3~-0.5, 负相关显著, 存在相反的变化, 表明清江流域 PTR 年代际变化独特。图 5c、5d JRA55 数据集中长江中游 PTR 也存在相似的分布。为了认识 PTR 年代际转折背后的大气环流和海气背景, 接下来利用环流与海温资料, 分别就 P1 和 P2 时段进行合成。

图 6 给出了 SLP 异常场和 850 hPa 风场异常场的合成结果。P1 时段, 从青藏高原向东延伸到江淮流域地区为 SLP 正中心, 而西太平洋上有负 SLP 场中心, 二者产生由陆地指向海洋的异常气压

梯度, 海陆气压梯度减小, 不利于夏季风的向北推进, 对应夏季风减弱。P2 时段, 我国东部地区以负 SLP 异常为主, 而东部海洋上以正 SLP 为主, 产生由海洋指向陆地的异常气压梯度, 利于夏季风增强与向北推进。850 hPa 异常风场上, P1 时段, 日本南部以及菲律宾附近存在异常气旋, 受其影响, 我国东部及东部海洋上以北风异常为主, 对应南风减弱, 表明夏季风衰弱。P2 时段, 菲律宾地区存在异常反气旋, 使我国东部以及附近海洋上以南风异常为主, 夏季风增强。此外, P1 时段贝加尔湖以及蒙古地区的负 SLP 中心与 850 hPa 异常气旋相对应, 其增强了异常偏北气流, 将西北干冷气流导向长江中下游地区。而在清江流域北侧存在偏东北风异常, 南侧以偏南风为主, 表明清江流域附近存在风向异常辐合, 利于上升运动, 也说明南北气团交汇于流域附近, 而北方干冷气团也将影响区域气温下降。而 P2 时段, 情况相反, 贝加尔湖附近的正 SLP 异常与 850 hPa 的异常反气旋, 削弱了在这

个区域向南的冷空气。而在清江流域存在异常反气旋，辐散下沉，不利于降水，利于气温上升。综合以上分析，可见 PTR 显著时段夏季风减弱，PTR 不显著时段夏季风增强。而夏季风系统与北方环流系统的协同，在水汽输送和温度平流方面，影响清

江流域的降水与气温，进一步影响清江流域 PTR。

图 7a 显示了 500 hPa 位势高度在 P1 时段和 P2 时段间的差异。中国东部 32°N 以北为负异常，贝加尔湖附近的负异常中心，与 850 hPa 风场差值场异常气旋以及 SLP 差值场负 SLP 中心相对应。

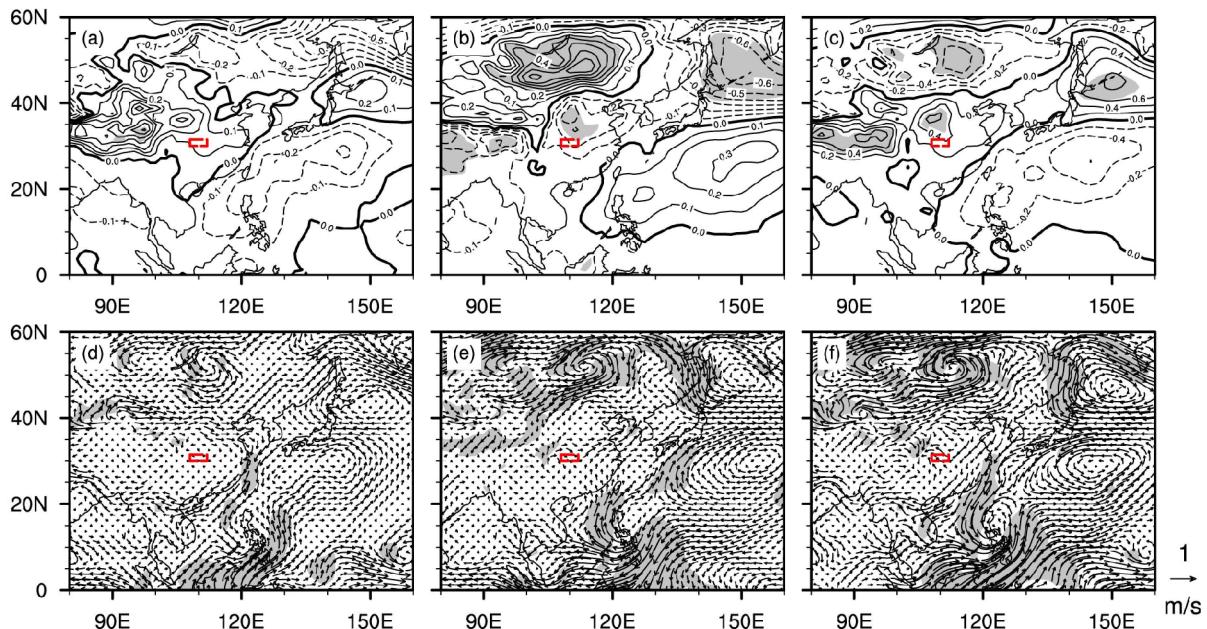


图 6 (a) P1 时段 (1977~1992 年)、(b) P2 时段 (1965~1976 年和 1993~2011 年) SLP 异常合成场及 (c) 两个时段差值场 (P1-P2) (单位: hPa)，虚线为负 SLP，实线为正 SLP；(d-f) 同 (a-c)，但为 850 hPa 风异常场。阴影表示通过 0.05 显著性检验，红色方框表示清江流域

Fig. 6 Composite of SLP anomaly (hPa) in (a) P1 (1977-1992) and (b) P2 (1965-1976 and 1993-2011) and (c) their difference (P1-P2), dotted lines and solid lines are negative SLP and positive SLP, respectively; (d-f) as in (a-c) but for the wind vector anomaly at the 850-hPa height. Shadings represent the 0.05 significance level and red square indicates the Qingjiang River basin area

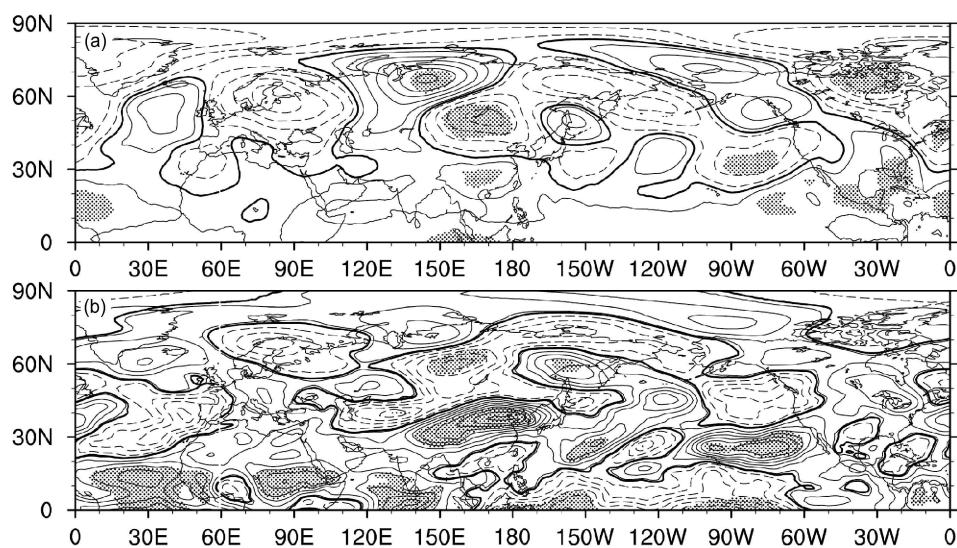


图 7 (a) 500 hPa 高度场两个时段差值场 (P1-P2) (单位: dagpm); (b) 同 (a)，但为 200 hPa 纬向风场 (单位: m/s)。实线为正值，虚线为负值，打点表示通过 0.05 显著性检验

Fig. 7 (a) Difference between P1 and P2 of 500-hPa geopotential height (gpm); (b) as in (a) but for the zonal wind at 200 hPa (units: m/s). Dotted lines and solid lines are negative SLP and positive SLP, respectively; dotting represent the 0.05 significance level

而 32°N 以南为正异常，但变化强度不及北方，受偏弱异常反气旋控制辐散，与对流层底层辐合上升相对应，这也表明P1时段包括清江流域在内的长江中游地区以上升运动为主，而P2时段以下沉运动为主。此外，还可发现中高纬地区有较明显的波列结构，而这也与蔡佳熙等(2011)分析长江中下游气温年代际变化中对流层中层大气环流变化一致，蔡佳熙等(2011)认为这与Ding and Wang(2005)提出的CGT遥相关类似，该遥相关与西风急流密切相关，并能影响长江中下游地区气温年代际变化。图7b显示了200 hPa纬向风的差异，在 $80^{\circ}\text{E} \sim 130^{\circ}\text{E}$ 内， $25^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$ 纬向风增强，表明PTR显著时东亚副热带急流南移，字冉等(2015)分析认为急流位置偏南，气流辐合上升区域位于长江中下游地区，这也与本文所得相似，同时字冉等(2015)认为这将引起长江中游降水偏多，气温偏低。

上面结果显示，东亚夏季风强弱与PTR之间存在对应关系。为了更清楚地分析夏季风强弱与PTR之间的联系，图8给出了东亚夏季风指数的年际演变及11年滑动平均序列。可看出，东亚夏季风在1970年代中后期发生过一次年代际转折，由强盛阶段转变为衰弱，在1990年代初期再一次发生转变，又逐渐恢复强盛，这和前人的研究结果一致(Wang, 2001; 刘海文等, 2012)，也能很好对应PTR的两次年代际转折。计算表明，夏季风指数11年滑动平均序列和PTR年代际序列之间的相关系数为0.50，通过95%显著性检验，进一步表

明夏季风的年代际变化与PTR年代际变化有很好的联系。

东亚夏季风强度的变化，势必影响我国东部气候特征，图9显示了不同时段降水、OLR和气温场距平的分布。从降水来看(图9上排)，P1时段，长江中下游地区降水偏多，而华南、华北降水偏少，中国东部呈现“-”、“+”、“-”的经向三极子分布形势，P2时段情况相反，华北、华南降水偏多，而长江中下游地区降水偏少。OLR场(图9中排)能很好和降水相对应，表明对流是降水发生的主要形式。此外，在P1时段，强对流中心存在于菲律宾附近，而P2时段，强对流中心位于孟加拉湾、华南以及日本南部，差值场更清楚地显示对流的差别(图9f)。在气温上(图9下排)，P1时段清江流域及以北偏低，而以南偏高，P2时段正好相反。综上，夏季风偏弱、PTR显著时段，包括清江流域在内的长江中下游对流偏强，降水偏多，而气温偏低。

4.2 影响机制

云通过反射太阳辐射造成地表变冷，吸收地表向上的长波辐射使地表变暖，从而影响地表气温；此外，云影响地表水分输送调节大气水汽循环，影响降水量(张华等, 2017)，与PTR密切相关。另一方面，云量可表征季风变化，与东亚夏季风活动联系紧密(寇雄伟等, 2016; 李昀英等, 2019)，接下来从云量的变化进行分析。从PTR不同阶段的对比来看(图10上排)，P1时段，清江流域、

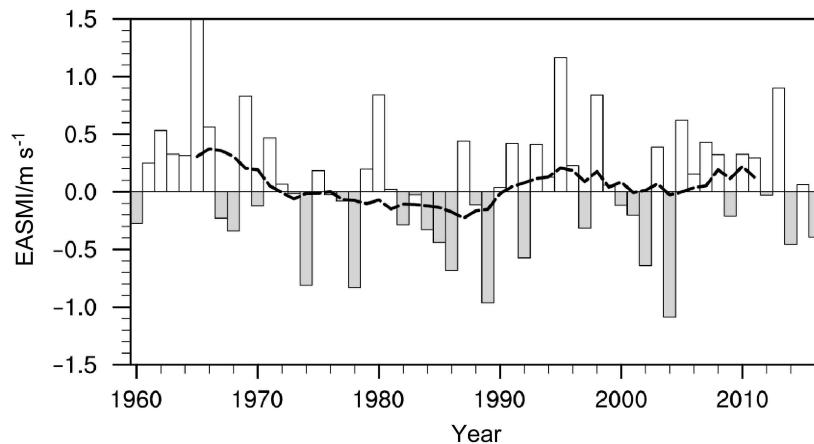


图8 1960~2016年期间东亚夏季风指数(EASMI)演变(直方)及其11年滑动平均(虚线)，白色柱状图EASMI大于0，代表夏季风偏强，灰色柱状图EASMI小于0，代表夏季风偏弱

Fig. 8 The evolution (bar) of East Asian summer monsoon index (EASMI) through 1960–2016, along with its 11-year moving average (dashed line), white histogram EASMI is greater than 0, indicating strong summer monsoon, and the gray histogram EASMI is less than 0, indicating weak summer monsoon

菲律宾地区总云量 (TC) 偏多, 华南、孟加拉湾地区偏少, 而 P2 时段上述区域情况相反, 并与同时段降水、OLR 场能相互对应, 这表明夏季风衰弱, 南北气流交汇区位置靠南, 上升运动增强, 对流活跃 (OLR 负异常), 云量增加, 降水增加, 并减少到达地面的太阳辐射。

除了与季风降水密切相关, 云还具有一定的辐射效应。高云 (HC) 形成于 5000 m 高空以上, 以

冰晶云为主, 透明度好, 能通过太阳短波辐射的同时阻挡向外长波辐射, 使大气升温。而主要是由微小水滴组成的低云 (LC), 其透明度远低于高云, 能反射太阳短波辐射, 从而减小到达地球表面的太阳辐射, 引起地面冷却 (Hartmann and Larson, 2002; Kuang and Hartmann, 2007)。对比不同时段高、低云 (图 10 下排) 云量差异, P1 时段, 长江中游高云量偏少, P2 时段, 长江中游低云量明显

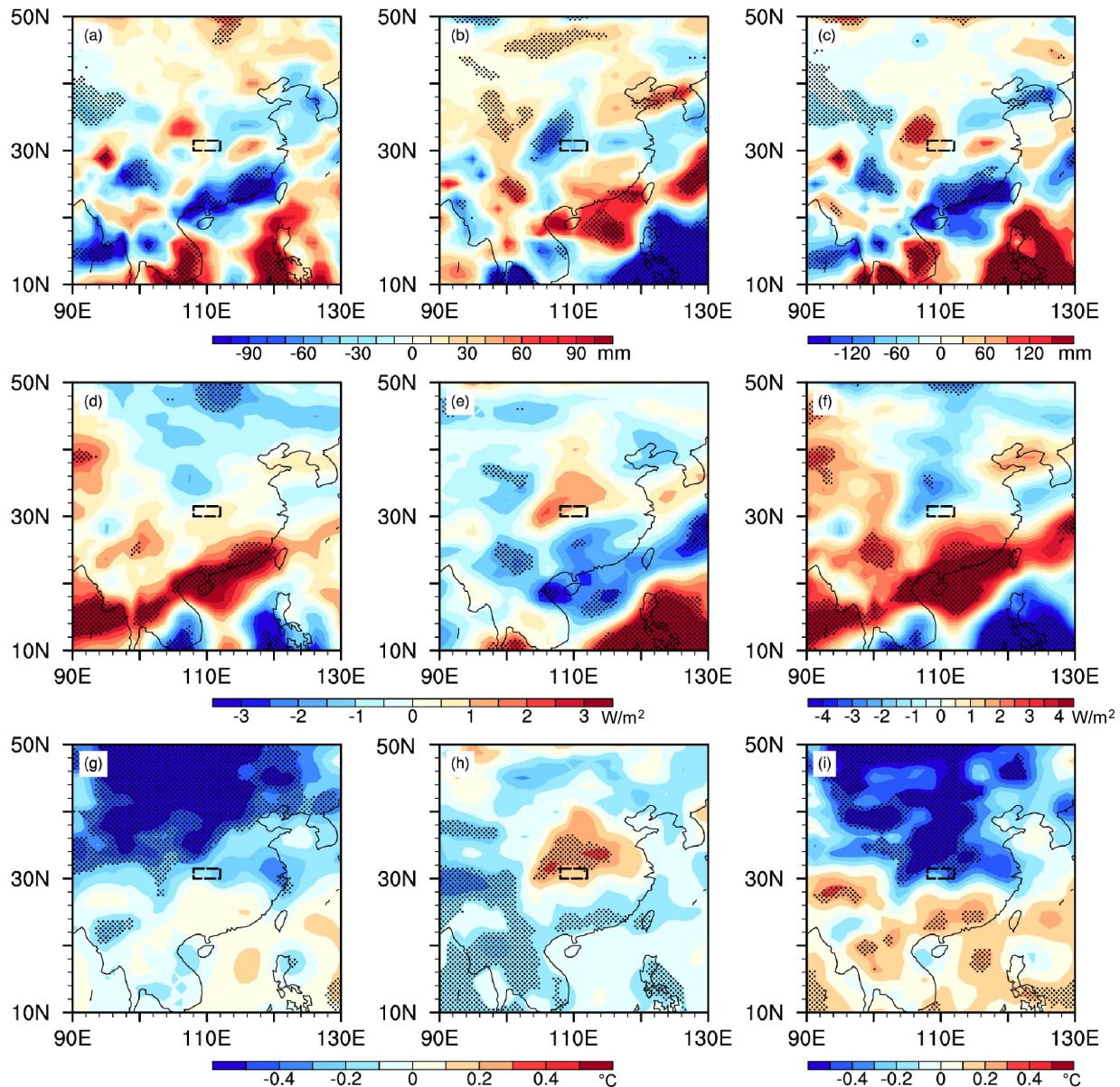


图 9 (a) P1 时段 (1977~1992 年)、(b) P2 时段 (1965~1976 年和 1993~2011 年) 降水异常合成场 (上排) 及 (c) 两个时段差值场 ($P1 - P2$); (d-i) 同 (a-c), 但为 (d-f) OLR (中排) 和 (g-i) 气温 (下排)。黑色方框表示清江流域, 打点表示通过 0.05 显著性检验

Fig. 9 Composite of precipitation anomaly (upper) in (a) P1 (1977–1992) and (b) P2 (1965–1976 and 1993–2011) and (c) their difference ($P1 - P2$); (d–i) as in (a–c), but (d–f) for the OLR anomaly (middle) and (d–f) for the temperature anomaly. The black square indicates the Qingjiang River basin area and dotting represents significance over the 0.05 level

偏多，与 P1 时段长江中游气温偏低而 P2 时段偏高相对应（图 9 下排），表明云的辐射效应对清江流域气温变化有一定影响。综合以上分析，可说明与夏季风强弱有关的云量的变化，能影响季风降水和地面气温变化，在一定程度上能解释 PTR 的变化。

除高低云的影响之外，地面净辐射热通量对气温有明显的影响，因而与 PTR 存在一定的联系。从图 11 来看，P1 时段清江流域及周边潜热、感热通量偏小，P2 时段相反。因而，东亚夏季风偏弱时，长江中游云量和降水增加，造成到达地表太阳辐射减少，向下潜热、感热通量偏少，有利气温下降。

前文已分析地表热通量的变化，潜热的变化也反应出蒸发的变化，是降水所需水汽来源之一，而

地表热通量的改变也反应了地表热动力过程的变化，影响区域大气状态，进而影响降水的形成过程。利用公式（4）分析降水异常的组成，并计算各项 11 年滑动平均（结果如图 12a 所示）。可见清江流域蒸发水汽贡献极小，基本不影响清江流域降水异常。而降水效率项在 1970 年之后，到 90 年代初期为负，表明在 P1 时段，降水效率项对降水异常贡献为负，同时输入项对于降水异常贡献为正，夏季风增强时则相反。水汽输送项主要受水汽输入量的影响，而降水效率项受大气热力状态的影响（Wei et al., 2016）。图 12b 是两个时段水汽通量散度的差值场，可见 P1 时段包括清江流域在内的长江中游地区有更多的水汽输入，使得局部水汽增加，利于云量与

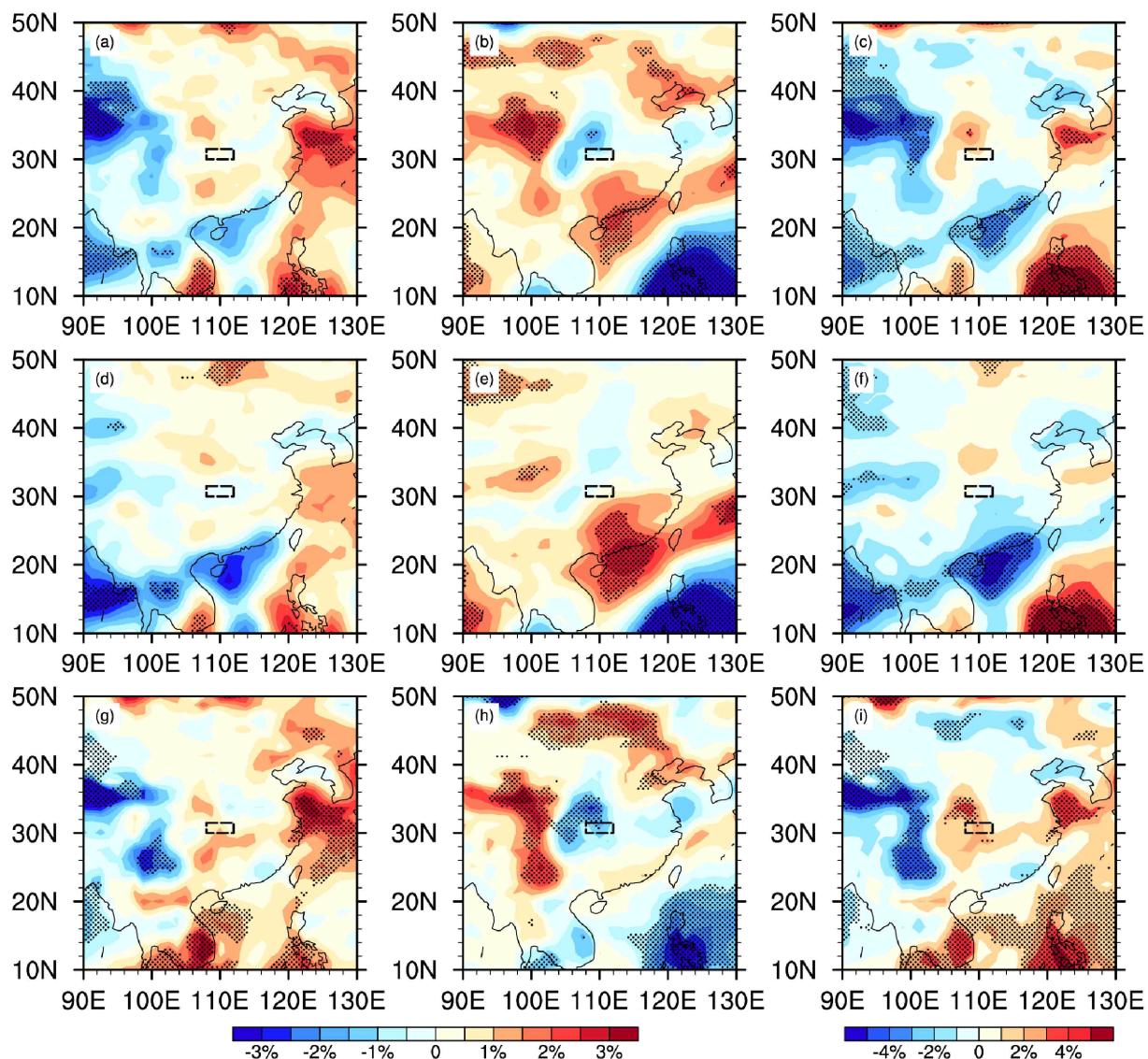


图 10 同图 9，但分别为总云量异常（上排）、高云量异常（中排）和低云量异常（下排）

Fig. 10 Same as Fig. 9, but for the total cloudiness anomaly (upper), the high cloudiness anomaly (middle), and the lower cloudiness anomaly (lower)

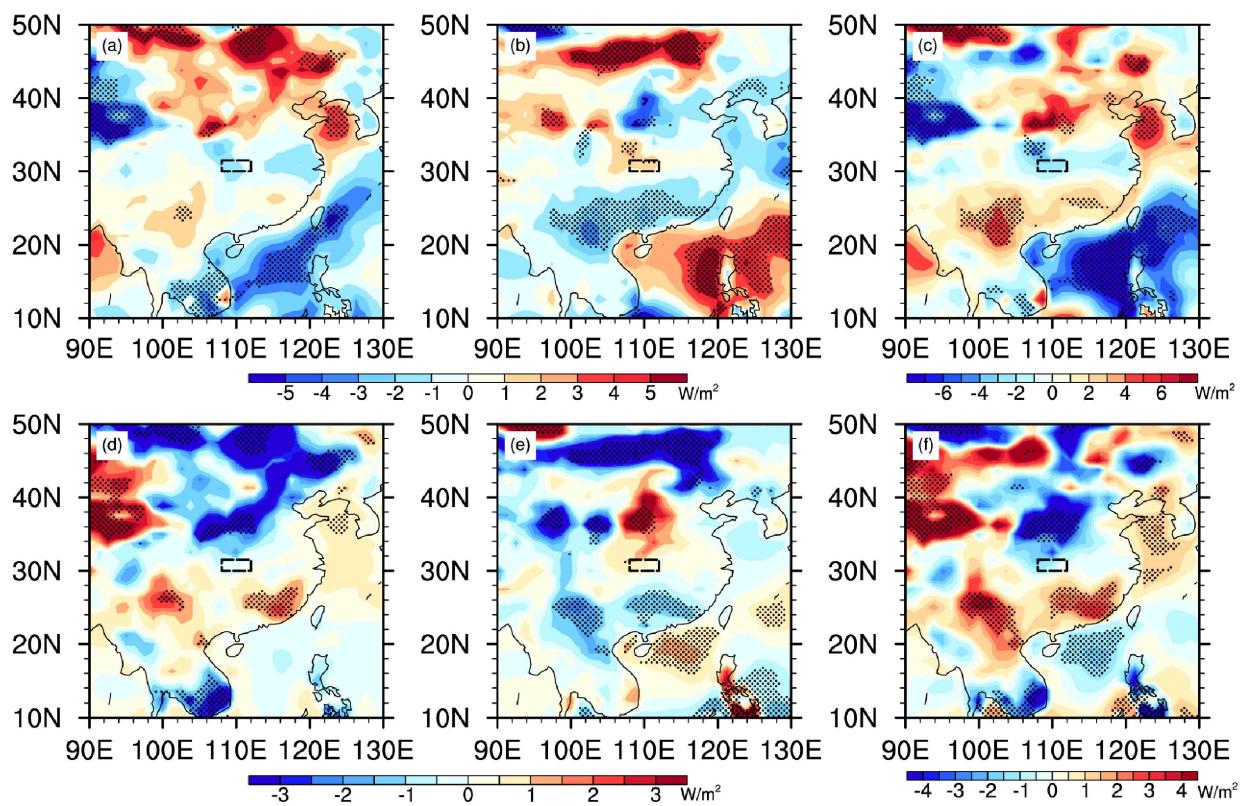


图 11 同图 6, 但分别为潜热通量异常(上排)和感热通量异常(下排)

Fig. 11 Same as Fig. 6, but for the latent heat flux anomaly (upper) and the sensible heat flux anomaly (lower)

降水增加, 相应的输入项在该时段为正贡献; 另一方面, 大气中的水汽在实际情况中并不意味着全部转化为降水, 而降水效率项 1970~1990 年为负贡献, 与水汽变化关系为负相关。考虑到水汽主要集中在对流层中下层, 计算清江流域上空 500~1000 hPa 气温的 11 年滑动平均值 (结果如图 12c)。不难发现, P1 时段底层增温低于高层, 表现出“上暖下冷”的结构, 气温垂直递减率减小, 大气趋于稳定, 降水效率项减少。P2 时段相反, 地表气温上升, 而对流层中层升温幅度低于底层, 表现出“上冷下暖”的结构, 温度垂直递减率增加, 降水效率项增加, 这也表明降水效率项随气温上升而增加, 说明部分降水随气温增加而增加, 但同时云量/降水对地面的热通量的影响减弱, 但并未消失, 使得 PTR 在 P2 时段不显著。

4.3 PTR 与大尺度海温背景模态 IPO/PDO 之间的联系

海洋由于大的热惯性及年代际海温模态的存在, 是大气年代际变化的重要驱动因素。由图 13 可以看出, 在 P1 时段, 北太平洋中西部、南太平洋中西部海温为冷异常, 而北美西岸沿海、赤道中东太

平洋、南印度洋为暖异常, P2 时段情况相反。两者差值场中, 海温差异更明显, 并在太平洋表现出类似太平洋年代际振荡 (IPO/PDO) (Power et al., 1999; Folland et al., 2002) 正相位的特征。计算 PTR 年代际序列和 IPO 指数序列二者之间的相关系数, 结果为 -0.41, 通过 95% 显著性检验, 可见 PTR 和 IPO 之间确实存在显著的联系。IPO/PDO 是太平洋的气候变率中具有类似 ENSO 空间结构但周期为 10~30 a 的振荡模态 (杨修群等, 2004), 在 1970 年代后期和 1990 年代初期发生了两次位相转变, 导致东亚夏季风也发生了两次年代际转折 (程乘等, 2017), 说明 PTR 可能进一步受到 IPO 等大尺度海洋模态的调控。

此外, 还可看出南印度洋海温在 PTR 显著时段为正距平, 而不显著时段为负距平, 表明南印度洋海温变化与 PTR 年代际变化有密切联系。Zhang et al. (2017) 认为, 南印度洋海温的变化对东亚夏季风的年代际变化存在影响。南印度洋海温偏暖, 东亚季风减弱, 对应 PTR 显著, 而南印度洋海温偏冷情况相反, 这说明南印度洋海温变化可能对 PTR 的年代际变化也存在一定的影响。

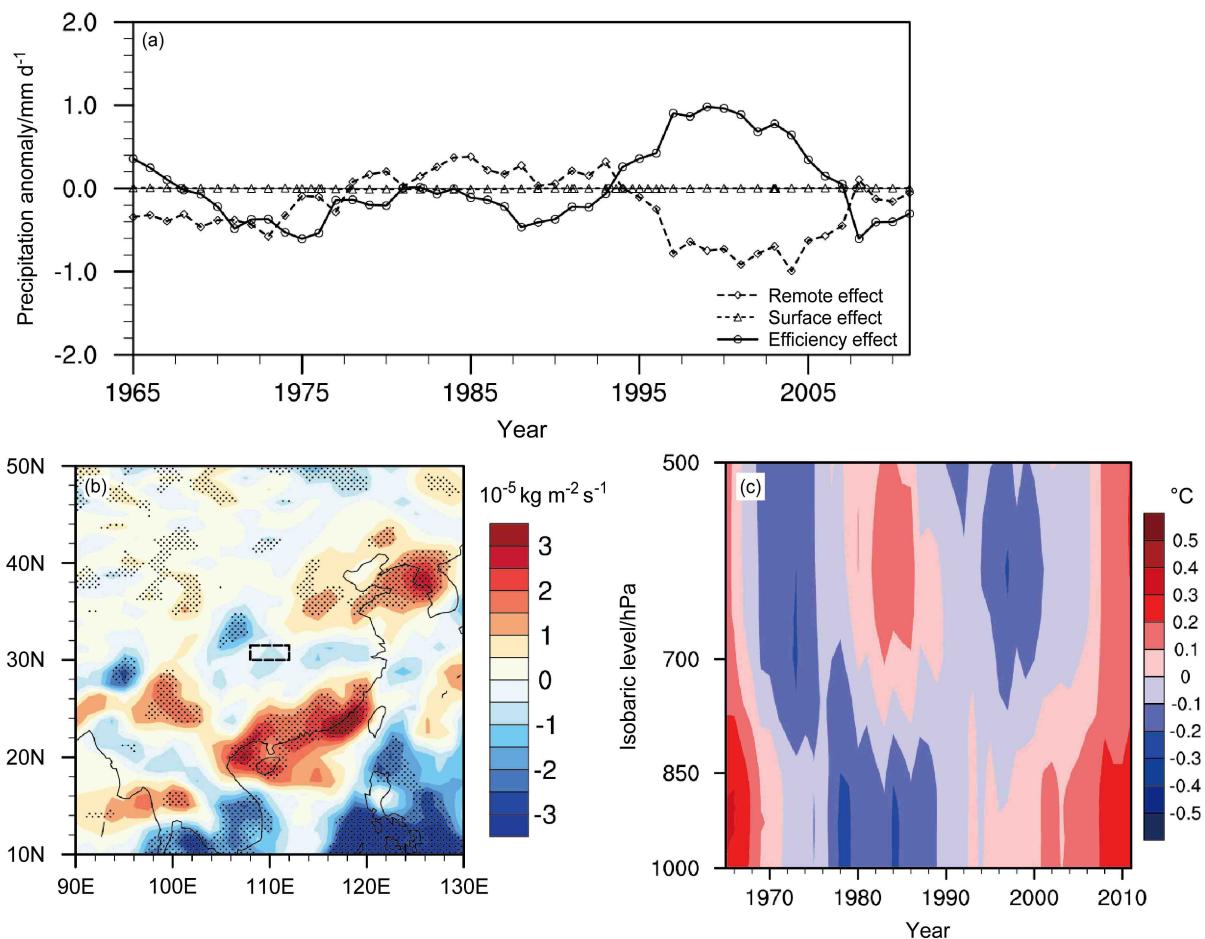


图 12 (a) 降水异常分解各项年代际分量演变; (b) MCF 差值场 ($P_1 - P_2$, 打点代表通过 95% 显著性检验, 黑框代表清江流域); (c) 清江流域地区 500~1000 hPa 垂直温度分布年代际演变。打点代表通过 0.05 显著性检验, 黑框代表清江流域

Fig. 12 (a) Decadal variation of components of precipitation anomaly; (b) difference between P_1 and P_2 of MCF (dotting represents significance over the 95% level; black square indicates the Qingjiang River basin area); (c) decadal variation of vertical temperature distribution for 500–1000 hPa in the Qingjiang basin). Dottings represent the 0.05 significance level and black square indicates the Qingjiang River basin area

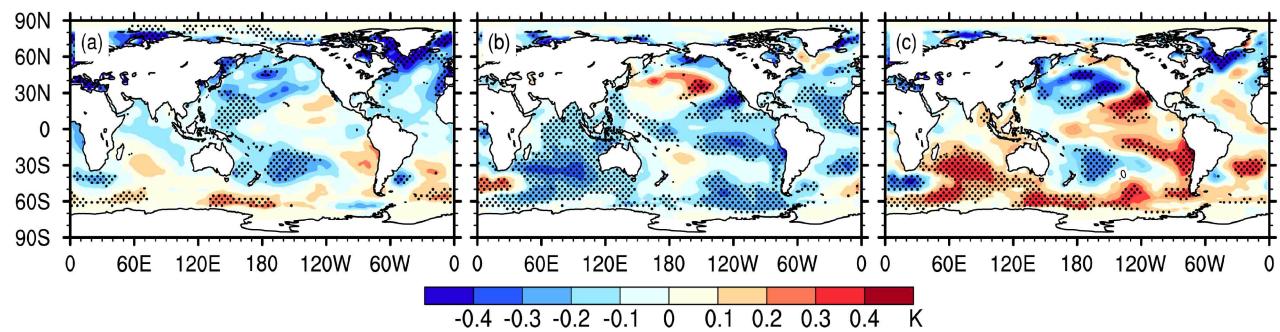


图 13 (a) P_1 时段 (1977~1992 年)、(b) P_2 时段 (1965~1976 年和 1993~2011 年) 海温异常合成场及 (c) 两个时段差值场 ($P_1 - P_2$), 阴影表示通过 95% 显著性检验

Fig. 13 Composite of SST anomaly in (a) P_1 (1977–1992) and (b) P_2 (1965–1976 and 1993–2011) and (c) their difference. Dotting represents significance over the 95% level

5 结论与讨论

本文分析了清江流域 PTR 的气候季节演变特

征、夏季 PTR 年际与年代际变化, 与东亚夏季风之间的关系以及大尺度海洋模态 IPO/PDO 的可能影响, 得到以下结果:

(1) 清江流域 PTR 有明显季节差异。年平均 PTR 不明显, 冬季 PTR 为正相关; 夏季 PTR 为显著负相关关系。春季和秋季, PTR 相关性较低;

(2) 夏季 PTR 存在 20~25 年准周期变化。在 1974 年、1986 年、1992 年发生年代际转折, 具体表现为 1965~1976 年和 1993~2011 年 PTR 不显著, 而 1977~1992 年显著负相关。PTR 年代际变化与降水、气温的年代际变化关系密切。PTR 显著时, 降水偏多, 气温偏低, PTR 不显著时段情况相反。

(3) PTR 年代际变化和东亚夏季风的年代际变化有很好的对应关系。PTR 显著负相关的阶段 (1977~1992 年), 东亚急流轴靠南, 东亚夏季风偏弱; PTR 不显著阶段 (1965~1976 年和 1993~2011 年), 东亚急流轴偏北, 夏季风偏强。

(4) 机制上, 夏季风减弱, 南北冷暖气团交汇位置靠南, 清江流域地区水汽辐合, 上升运动增强, 对流活跃, 云量、降水增加, 云/降水—气温负反馈增强, 导致地表热通量减少, 地面气温下降, 而高空出现暖异常中心, 区域大气热力分布以“下冷上暖”为主, 大气趋于稳定, 水汽输送项是降水主要贡献项, PTR 为显著负相关。相反, 夏季风增强时, 清江流域地区水汽辐散, 以下沉运动为主, 不利于云量增加, 地表热通量增加, 并受偏南暖平流影响, 形成“下暖上冷”结构, 大气不稳定, 气温上升使降水效率项贡献增加, 利于降水增加, 但云/降水—气温负反馈并未消失, 使得 PTR 不显著。

(5) PTR 年代际变化与 IPO/PDO 存在对应性。1977~1992 年 PTR 显著时, IPO/PDO 为正相位, 夏季风减弱。1965~1976 年和 1993~2011 年期间, PTR 不显著, IPO/PDO 处于冷相位, 夏季风增强。此外, PTR 的年代际变化可能还与南印度洋海温变化有关。当南印度洋海温偏暖(冷), 东亚季风减弱(增强), PTR 显著(不显著)。

这里发现清江流域水热关系可能与东亚夏季风的强弱存在一定的联系, 即水热负相关对应着东亚夏季风弱, 但相反的关系不成立, 这一结果不仅可以为评估现有气候模式在该区域的模拟能力提供一个参考背景, 而且也可为利用该地区丰富的洞穴沉积物碳氧同位素, 重建古气候水热关系代用指标提供一些物理基础和启示, 因而有重要的科学意义。

本文存在如下问题, 有待今后进一步研究。首先, 包括土壤湿度反馈在内的陆面过程, 不仅调节

地面热通量影响气温, 还可通过蒸发作用为大气提供水汽, 影响降水, 因而对水热关系有重要影响。可能在东亚夏季风强的年份, 土壤湿度变化引起陆面反馈过程的变化, 与弱季风年不是完全相反, 存在一些机制使得水热关系不显著。其次, 人类活动如灌溉、土地利用变化等是影响土壤湿度的重要因子。[Berg et al. \(2015\)](#) 认为不同地区土壤湿度, 其与气温以及降水的反馈机制不同, 对 PTR 的影响也随之变化。而土地利用影响地表能量交换进而影响地区气温的变化, 同时通过改变蒸发量影响区域水汽的循环, 与土壤湿度—气温以及土壤湿度—降水的反馈机制关系密切 ([Mishra et al., 2010](#); [王云琦等, 2011](#))。[Gao et al. \(2003\)](#) 利用 RegCM2 分析土地利用对于气候的变化影响, 认为现有土地利用使得长江中下游部分地区降水减少, 但总体变化并不明显, 而对气温升温变化影响明显, 即土壤湿度—气温反馈增强, 使得云/降水—气温反馈减弱, 利于正 PTR。而[曹丽娟等 \(2010\)](#) 利用 RegCM3 与 LRM 模式分析结果相反, 现有土地利用利于长江流域降水与蒸发的增加, 而对气温影响并不明显, 土壤湿度—降水反馈增强, 使得云/降水—气温反馈增强, 利于负 PTR。相反的模拟结果可能与选用模式差异以及方案设计差异有关, 也表现出土地利用对于 PTR 影响的复杂性。综上, 考虑土壤湿度的变化增加了陆面和大气相互作用的复杂性, 本文仅从大气的角度分析水热关系的变化机制, 而土壤湿度与水热关系之间的影响机制还需要继续深入研究分析。

最后, 现代气象器测资料起步较晚, 与石笋记录信息重合时间较短。利用器测资料进行分析, 尽管可为认识石笋碳氧同位素相关系数与水热关系的联系提供一些物理基础, 但不足以验证 HS4 石笋所记录的水热关系的不确定性。在后续研究中, 将利用千年以上的古气候模式资料, 深入验证石笋记录信息所反映的水热关系存在与否。

致谢 感谢中国气象局国家气象信息中心、NOAA、UEA、ECMWF、NCEP、JMA 提供的资料在线下载服务。

参考文献 (References)

- Adler R F, Gu G J, Wang J J, et al. 2008. Relationships between global precipitation and surface temperature on interannual and longer timescales (1979–2006) [J]. *J. Geophys. Res.*, 113(D22): D22104.

- doi:10.1029/2008JD010536
- Asharaf S, Dobler A, Ahrens B. 2012. Soil moisture–precipitation feedback processes in the Indian summer monsoon season [J]. *J. Hydrometeorol.*, 13(5): 1461–1474. doi:10.1175/JHM-D-12-061.
- Beniston M. 2009. Decadal-scale changes in the tails of probability distribution functions of climate variables in Switzerland [J]. *Int. J. Climatol.*, 29(10): 1362–1368. doi:10.1002/joc.1793
- Berg A, Lintner B R, Findell K, et al. 2015. Interannual coupling between summertime surface temperature and precipitation over land: Processes and implications for climate change [J]. *J. Climate*, 28(3): 1308–1328. doi:10.1175/JCLI-D-14-00324.1
- 蔡佳熙, 管兆勇. 2007. 我国南方地区夏季低温变化特征及其成因 [J]. *南京气象学院学报*, 30(6): 799–806. Cai Jiaxi, Guan Zhaoyong. 2007. Characteristics of cold summer events in southern China and their relations with variations of Asian summer monsoon [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese)*, 30(6): 799–806. doi:10.3969/j.issn.1674-7097.2007.06.010
- 蔡佳熙, 管兆勇, 于田田. 2011. 长江流域夏季气温变化型及其成因 II: 年代际变化 [J]. *气象学报*, 69(1): 112–124. Cai Jiaxi, Guan Zhaoyong, Yu Tiantian. 2011. A classification of the summertime temperature patterns in the middle and lower reaches of the Yangtze River and their causes II: Interdecadal variations [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 69(1): 112–124. doi:10.11676/qxxb2011.010
- 曹丽娟, 张冬峰, 张勇, 等. 2010. 土地利用变化对长江流域气候及水文过程影响的敏感性研究 [J]. *大气科学*, 34(4): 726–736. Cao Lijuan, Zhang Dongfeng, Zhang Yong, et al. 2010. Sensitivity research of the effects of land use change on climate and runoff over the Yangtze River basin [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 34(4): 726–736. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2010.04.06
- 陈洪滨, 范学花. 2010. 2009年极端天气和气候事件及其他相关事件的概要回顾 [J]. *气候与环境研究*, 15(3): 322–336. Chen Hongbin, Fan Xuehua. 2010. Some extreme events of weather, climate and related phenomena in 2009 [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 15(3): 322–336. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2010.03.12
- 陈正洪, 任永建, 王凯. 2010. 湖北省2009年夏季极端高温事件及其影响评价 [J]. 华中师范大学学报(自然科学版), 44(2): 319–324.
- Chen Zhenghong, Ren Yongjian, Wang Kai. 2010. The assessment on the extreme high-temperature event and its influences in the summer of 2009 in Hubei Province [J]. *Journal of Huazhong Normal University (Natural Sciences) (in Chinese)*, 44(2): 319–324.
- 程乘, 朱益民, 丁黄兴, 等. 2017. 中国东部地区夏季降水和环流的年代际转型及其与 PDO 的联系 [J]. *气象科学*, 37(4): 450–457.
- Cheng Cheng, Zhu Yimin, Ding Huangxing, et al. 2017. The interdecadal shift of summer precipitation and atmospheric circulation over East China and its relationship with PDO [J]. *Journal of the Meteorological Sciences (in Chinese)*, 37(4): 450–457. doi:10.3969/2016jmss.0023
- 崔曜鹏, 魏海宁, 张凯荣, 等. 2015. 1961—2000年中国降水与气温变化的关系分析 [J]. *现代农业科技*, (5): 239–242. Cui Yaopeng, Wei Haining, Zhang Kairong, et al. 2015. Analysis on relationship between precipitation and temperature variation in China from 1961 to 2000 [J]. *Modern Agricultural Science and Technology (in Chinese)*, (5): 239–242. doi:10.3969/j.issn.1007-5739.2015.05.148
- Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137(656): 553–597. doi:10.1002/qj.828
- Déry S J, Wood E F. 2005. Observed twentieth century land surface air temperature and precipitation covariability [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32(21): L21414. doi:10.1029/2005GL024234
- 邓振镛, 文小航, 黄涛, 等. 2009. 干旱与高温热浪的区别与联系 [J]. *高原气象*, 28(3): 702–709. Deng Zhenyong, Wen Xiaohang, Huang Tao, et al. 2009. Relationship and difference between drought and high temperature heat waves [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 28(3): 702–709.
- Ding Q H, Wang B. 2005. Circumglobal teleconnection in the Northern Hemisphere summer [J]. *J. Climate*, 18(17): 3483–3505. doi:10.1175/JCLI3473.1
- Du H B, Wu Z F, Jin Y H, et al. 2013. Quantitative relationships between precipitation and temperature over Northeast China, 1961–2010 [J]. *Theor. Appl. Climatol.*, 113(3–4): 659–670. doi:10.1007/s00704-012-0815-7
- Fernández-Montes S, Gómez-Navarro J J, Rodrigo F S, et al. 2017. Covariability of seasonal temperature and precipitation over the Iberian Peninsula in high-resolution regional climate simulations (1001–2099) [J]. *Global and Planetary Change*, 151: 122–133. doi:10.1016/j.gloplacha.2016.09.007
- Fischer E M, Seneviratne S I, Vidale P L, et al. 2007. Soil moisture–atmosphere interactions during the 2003 European summer heat wave [J]. *J. Climate*, 20(20): 5081–5099. doi:10.1175/JCLI4288.1
- Folland C K, Renwick J A, Salinger M J, et al. 2002. Relative influences of the interdecadal pacific oscillation and ENSO on the South Pacific convergence zone [J]. *Geophysical Research Letters*, 29(13): 1643. doi:10.1029/2001GL014201
- Gao X J, Luo Y, Lin W T, et al. 2003. Simulation of effects of land use change on climate in China by a regional climate model [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 20(4): 583–592. doi:10.1007/BF02915501
- Harris I, Jones P D, Osborn T J, et al. 2014. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations—The CRU TS3.10 dataset [J]. *Int. J. Climatol.*, 34(3): 623–642. doi:10.1002/joc.3711
- Hartmann D L, Larson K. 2002. An important constraint on tropical cloud–climate feedback [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 29(20): 1951. doi:10.1029/2002GL015835
- Henley B J, Gergis J, Karoly D J, et al. 2015. A tripole index for the interdecadal Pacific Oscillation [J]. *Climate Dyn.*, 45(11–12): 3077–3090. doi:10.1007/s00382-015-2525-1
- 洪国平, 王苗, 方思达. 2018. 近55年湖北省凉夏气候事件及其大气环流特征 [J]. *气象科技*, 46(2): 352–360. Hong Guoping, Wang Miao, Fang Sida. 2018. Characteristics of cool summer events and atmospheric circulation in last 55 years over Hubei Province [J]. *Meteorological Science and Technology (in Chinese)*, 46(2):

- 352–360.
- Hu C Y, Huang J H, Fang N P, et al. 2005. Adsorbed silica in stalagmite carbonate and its relationship to past rainfall [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 9(69): 2285–2292. doi:10.1016/j.gca.2004.10.029
- Hu C Y, Henderson G M, Huang J H, et al. 2008a. Quantification of Holocene Asian monsoon rainfall from spatially separated cave records [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 266(3–4): 221–232. doi:10.1016/j.epsl.2007.10.015
- Hu C Y, Henderson G M, Huang J H, et al. 2008b. Report of a three-year monitoring programme at Heshang Cave, Central China [J]. *International Journal of Speleology*, 37(3): 143–151. doi:10.5038/1827-806X.37.3.1
- Huang J, van den Dool H M. 1993. Monthly precipitation–temperature relations and temperature prediction over the United States [J]. *J. Climate*, 6(6): 1111–1132. doi:10.1175/1520-0442(1993)006<1111:MPTRAT>2.0.CO;2
- Huang B Y, Thorne P W, Banzon V F, et al. 2017. Extended Reconstructed Sea Surface Temperature, version 5 (ERSSTv5): Upgrades, validations, and intercomparisons [J]. *J. Climate*, 30(20): 8179–8205. doi:10.1175/JCLI-D-16-0836.1
- Isaac G A, Stuart R A. 1992. Temperature–precipitation relationships for Canadian stations [J]. *J. Climate*, 5(8): 822–830. doi:10.1175/1520-0442(1992)005<0822:TRFCS>2.0.CO;2
- Kobayashi S, Ota Y, Harada Y, et al. 2015. The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 93(1): 5–48. doi:10.2151/jmsj.2015-001
- 寇雄伟, 李昀英, 方乐锌, 等. 2016. 东亚夏季风活动与不同类型云的相关性研究 [J]. *大气科学*, 40(3): 463–475. Kou Xiongwei, Li Yunying, Fang Lexin, et al. 2016. Relationships between East Asian summer monsoon activities and cloud types [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 40(3): 463–475. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1511.14293
- Kuang Z M, Hartmann D L. 2007. Testing the fixed anvil temperature hypothesis in a cloud-resolving model [J]. *J. Climate*, 20(10): 2051–2057. doi:10.1175/JCLI4124.1
- 李佩成, 郭曼, 王丽霞, 等. 2011. 近 60 年来中国大陆降水、气温动态及其相互关系的初步研究 [J]. *中国工程科学*, 13(4): 29–35. Li Peicheng, Guo Man, Wang Lixia, et al. 2011. Research of dynamics and relationship of precipitation and temperature in the recent 60 years in China [J]. *Engineering Sciences (in Chinese)*, 13(4): 29–35. doi:10.3969/j.issn.1009-1742.2011.04.006
- 李昀英, 寇雄伟, 孙国荣. 2019. 对比云和降水表征的东亚夏季风活动 [J]. *大气科学*, 43(2): 339–349. Li Yunying, Kou Xiongwei, Sun Guorong. 2019. Comparison of the East Asian summer monsoon activities represented by clouds and precipitation [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 43(2): 339–349.
- 刘海文, 周天军, 朱玉祥, 等. 2012. 东亚夏季风自 20 世纪 90 年代初开始恢复增强 [J]. *科学通报*, 57(9): 765–769. Liu Haiwen, Zhou Tianjun, Zhu Yuxiang, et al. 2012. The strengthening East Asia summer monsoon since the early 1990s [J]. *Chinese Science Bulletin (in Chinese)*, 57(9): 765–769. doi:10.1007/s11434-012-4991-8
- Madonna E, Wernli H, Joos H, et al. 2014. Warm conveyor belts in the ERA-interim dataset (1979–2010). Part I: Climatology and potential vorticity evolution [J]. *J. Climate*, 27(1): 3–26. doi:10.1175/JCLI-D-12-00720.1
- Mishra V, Cherkauer K A, Niyogi D, et al. 2010. A regional scale assessment of land use/land cover and climatic changes on water and energy cycle in the upper Midwest United States [J]. *Int. J. Climatol.*, 30(13): 2025–2044. doi:10.1002/joc.2095
- Power S, Casey T, Folland C, et al. 1999. Inter-decadal modulation of the impact of ENSO on Australia [J]. *Climate Dyn.*, 15(5): 319–324. doi:10.1007/s003820050284
- 钱卓蕾, 娄小芬, 马洁华, 等. 2018. 2014 年夏季浙江低温多雨的大尺度环流特征及与海温异常关系 [J]. *气候与环境研究*, 23(2): 199–209. Qian Zhuolei, Lou Xiaofen, Ma Jiehua, et al. 2018. Large-scale circulation characteristics corresponding to the cold and rainy summer of 2014 in Zhejiang Province and the relationship with SST anomalies [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 23(2): 199–209. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2017.17012
- Saha S, Moorthi S, Wu X R, et al. 2014. The NCEP climate forecast system version 2 [J]. *J. Climate*, 27(6): 2185–2208. doi:10.1175/JCLI-D-12-00823.1
- Schär C, Lüthi D, Beyerle U, et al. 1999. The soil–precipitation feedback: A process study with a regional climate model [J]. *J. Climate*, 12(3): 722–741. doi:10.1175/1520-0442(1999)012<0722:TSPFAP>2.0.CO;2
- Trenberth K E, Shea D J. 2005. Relationships between precipitation and surface temperature [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32(14): L14703. doi:10.1029/2005GL022760
- Wang H J. 2001. The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970's [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 18(3): 376–386. doi:10.1007/BF02919316
- 王云琦, 齐卉, 孙阁, 等. 2011. 气候与土地利用变化对流域水资源的影响——以美国北卡罗莱纳州 Trent 流域为例 [J]. *水科学进展*, 22(1): 51–58. Wang Yunqi, Qi Shi, Sun Ge, et al. 2011. Impacts of climate and land-use change on water resources in a watershed: A case study on the Trent River basin in North Carolina, USA [J]. *Advances in Water Science (in Chinese)*, 22(1): 51–58.
- Wei J F, Su H, Yang Z L. 2016. Impact of moisture flux convergence and soil moisture on precipitation: A case study for the southern United States with implications for the globe [J]. *Climate Dynamics*, 46(1–2): 467–481. doi:10.1007/s00382-015-2593-2
- Wu A M, Ni Y Q. 1997. The influence of Tibetan Plateau on the interannual variability of Asian Monsoon [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 14(4): 491–504. doi:10.1007/s00376-997-0067-0
- Wu L Y. 2014. Changes in the covariability of surface air temperature and precipitation over East Asia associated with climate shift in the late 1970s [J]. *Atmos. Oceanic Sci. Lett.*, 7(2): 92–97. doi:10.1080/16742834.2014.11447141
- Wu R G, Chen J P, Wen Z P. 2013. Precipitation–surface temperature relationship in the IPCC CMIP5 models [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 30(3): 766–778. doi:10.1007/s00376-012-2130-8
- 杨修群, 朱益民, 谢倩, 等. 2004. 太平洋年代际振荡的研究进展 [J].

- 大气科学, 28(6): 979–992. Yang Xiuqun, Zhu Yimin, Xie Qian, et al. 2004. Advances in studies of pacific decadal oscillation [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 28(6): 979–992. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2004.06.15
- 张华, 谢冰, 刘煜, 等. 2017. 东亚地区云对地球辐射收支和降水变化的影响研究 [J]. *中国基础科学*, 19(5): 18–22, 28. Zhang Hua, Xie Bing, Liu Yu, et al. 2017. Study on the influence of clouds on the earth radiation budget and precipitation changes in East Asia region [J]. *China Basic Science (in Chinese)*, 19(5): 18–22, 28. doi:10.3969/j.issn.1009-2412.2017.05.004
- Zhang H B, Griffiths M L, Chiang J C H, et al. 2018. East Asian hydroclimate modulated by the position of the westerlies during Termination I [J]. *Science*, 362(6414): 580–583. doi:10.1126/science.aat9393
- Zhang H Y, Wen Z P, Wu R G, et al. 2017. Inter-decadal changes in the East Asian summer monsoon and associations with sea surface temperature anomaly in the South Indian Ocean [J]. *Climate Dyn.*, 48(3–4): 1125–1139. doi:10.1007/s00382-016-3131-6
- 张志薇, 王式功, 尚可政, 等. 2011. 华中地区近 50 年高温事件及大环流成因分析 [J]. 兰州大学学报(自然科学版), 7(2): 50–55.
- Zhang Zhiwei, Wang Shigong, Shang Kezheng, et al. 2011. Analysis of the atmospheric circulation anomalies of large-scale extreme high temperature events over central China in recent 50 years [J]. *Journal of Lanzhou University (Natural Sciences) (in Chinese)*, 7(2): 50–55.
- Zhao W N, Khalil M A K. 1993. The relationship between precipitation and temperature over the contiguous United States [J]. *J. Climate*, 6(6): 1232–1236. doi:10.1175/1520-0442(1993)006<1232:TRBPAT>2.0.CO;2
- Zhou C L, Wang K C. 2017. Quantifying the sensitivity of precipitation to the long-term warming trend and interannual–decadal variation of surface air temperature over China [J]. *J. Climate*, 30(10): 3687–3703. doi:10.1175/JCLI-D-16-0515.1
- 字冉, 管兆勇, 李明刚. 2015. 东亚上空急流位置经向变化及其与东亚夏季气候异常的联系 [J]. *大气科学学报*, 38(1): 55–65. Zi Ran, Guan Zhao Yong, Li Ming Gang. 2015. Meridional shifting of upper-level East Asian jet stream and its impacts on East Asian climate variations in boreal summer [J]. *Transactions of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 38(1): 55–65. doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20140106001