

东亚夏季风年代际进退与中国和全球温度变化的联系

钱维宏^{①*}, 林祥^{②*}, 朱亚芬^①

① 北京大学大气-海洋科学系, 北京 100871;

② 中国气象科学研究院, 北京 100081

* 联系人, E-mail: qianwh@pku.edu.cn; linxiang@cma.gov.cn

2012-02-20 收稿, 2012-05-04 接受

中国科学院战略先导专项(XDA05090400)和国家自然科学基金(40805036)资助

摘要 利用现代大气观测与中国东部历史旱涝记录等资料, 提取中国东部区域干湿分布型变化的年代际信号并揭示了东亚夏季风年代际进退与中国和全球平均气温的可能联系. 在东亚夏季风进退、中国东部干湿型分布和中国及全球平均气温变化的关系中, 季风推进偏北时期对应中国东部“北湿南干”的气候分布格局, 以及中国和全球年代际偏冷; 反之对应中国东部“南湿北干”的气候分布格局, 以及中国和全球年代际偏暖. 在近千年东亚夏季风干湿型指数序列和去百年以上气候背景后的全球平均气温序列中, 年代际主频振荡信号集中于 60 a 左右.

关键词

东亚
夏季风
年代际
干湿分布型
全球温度变化

1990~2007 年期间先后发表的四次 IPCC 报告, 都以全球气温的百年变化作为全球气候变化的主要指标. 四次 IPCC 评估报告的百年增温速率分别为 0.45, 0.45, 0.60 和 0.74°C^[1]. 在 20 世纪 50~70 年代全球气温普遍偏低的时期, 人们注重全球变冷的研究^[2]. 在全球冷期中, Broecker^[3]最早注意到全球增暖的可能出现. 20 世纪 80 年代以来, 随着全球气温的升高, 全球增暖已成为气候变化研究的热点课题^[4].

全球平均温度及其变化应该是各个大陆与海洋区域温度和变化的总和. 中国平均温度变化也是《气候变化国家评估报告》^[5]的核心内容. 全球气温变化不但有冷暖期, 还有区域分布差异. 中国东部是典型的季风区. 在季节气候上, 这里冬季受干冷西风带气流的控制, 夏季盛行暖湿偏南气流, 从而形成了冷-暖和干-湿的年循环. 此外, 夏季风在一个区域的强弱和向北的推进范围还具有年际和年代际的变化. 已经认识到在年际和年代际尺度上, 中国的雨日数与高温日数呈反比关系^[6]. 在季风区, 我们还有两个气候问题需要进一步加以解释. 一是, 夏季风强弱对应我国不同区域(夏季和年)降水多少和气温高低的配对关系如何? 二是, 在年代际尺度上, 区域夏季风

强弱和降水与气温变化之间有什么内在的联系? 本文综合利用现代大气观测与历史旱涝记录等资料试图揭示它们之间的联系和解释这两个气候问题.

1 资料和方法

所用资料来自 5 种类型, 对应有不同的分析方法. 第一种资料是美国 CMAP 全球格点化逐候降水^[7], 来源于 <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>, 起始时间为 1979~2007 年, 空间分辨率为 2.5° × 2.5°. CMAP 全球候降水资料用于确认东半球的气候季节性干湿转换区.

第二种资料是中国气象局整编的 1951~2008 年 160 站观测降水, 以及近百年北京站和澳门站的观测夏季和年平均的气温和降水序列. 利用 1951~2008 年 160 站降水距平百分率分布可得到中国东部地区的干湿分布型. 百年站点夏季和年平均温度与降水序列可用于分析它们之间在年代际尺度上距平信号的位相变化关系.

第三种资料是 NCEP/NCAR 的逐日风和比湿^[8], 来源于 <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/>, 空间分辨率为 2.5° × 2.5° 格点, 起止时间从 1948 年至

英文版见: Qian W H, Lin X, Zhu Y F. Global and China temperature changes associated with the inter-decadal variations of East Asian summer monsoon advances. *Chin Sci Bull*, 2012, 57, doi: 10.1007/s11434-012-5318-5

2008年. 利用 1000, 925, 850, 700, 600 和 500 hPa 上的风速(u, v)和比湿 q , 计算的 500 hPa 以下多层平均的水汽输送^[9]以考察东半球夏季风期间水汽输送的年代际差异.

第四种资料是 Wang 等人^[10]根据当地政府历史文献记录整编的公元 950~1980 年中国东部夏季(5~9月)逐年干湿模态. 站点上的干湿程度分为 5 级: 干旱、干、正常、湿和洪涝. 利用 Wang 的千年干湿模态与 1951~2008 年中国观测降水空间距平百分率分布结合, 我们得到了公元 950~2008 年的中国东部夏季干湿分布型序列^[11], 该序列的优势是包含了降水空间场的变化. 这一千年干湿分布型序列中主要有年际、十年际和年代际变化的信号, 而难以包含几百年时间尺度的变化信号. 这是因为, 人的记载可以分辨出年与年和年代与年代之间的气候差异, 但难以分辨出几代人之间的气候差异.

第五种资料是近百年的中国年平均气温序列^[12]和 Mann 等人^[13]近期发表的去两千年全球平均气温序列. Mann 等人^[13]的近两千年全球平均气温中包含十年际、年代际和几百年尺度的长期变化, 其中有 2 个长期气候态分别是中世纪暖期(MWP)和小冰期(LIA), 以及 1 个近代全球增暖期(GWP). 3 个时期的转变点可以确定在 15 世纪 40 年代和 19 世纪 40 年代^[14]. 从 MWP 到 LIA, 平均温度下降了 0.24℃. 1850~2008 年(GWP)期间, 全球平均气温以每百年 0.44℃的速率上升. 在千年的全球平均气温变化中, 不同时间尺度气候变化分量的归因不同^[14]. 为了分析年代际尺度上的全球平均气温变化与东亚夏季风强度的关系, 本文取用了文献[14]中去 MWP 和 LIA 平均值气温以及去 GWP 长期趋势后的全球平均气温序列. 这样, 去百年以上长期气候态后的千年全球平均气温序列中还包含十年际和年代际两个时间尺度的变化信号.

2 东亚副热带季风区干湿变化

人们对季风的研究已有了很长的历史, 但对全球季风的认识时间并不长. 早期, 人们仅仅用近地面附近的风向转变定义季风区^[15]. 20 世纪 80 年代, Webster^[16]提出了普遍意义的一个季风定义, 即冬、夏风向的季节性反转和干湿期的季节性交替出现, 并根据该定义指出全球有 6 个季风区. 2000~2002 年期间, Qian 等人^[17,18]在综合考虑风向季节转变、干湿

季节变换和越赤道气流等因素的基础上, 提出了“季风是热带大气水汽中心随越赤道气流向赤道外的季节扩展”的定义, 得到了全球季风范围的图像. 此外, Trenberth 等人^[19]在同一时间也提出了全球季风为全球尺度上随季节变化的大气环流翻转. 不久, Li 和 Zeng^[20]提出了以风场的“动力标准化季节变率”定义的全局季风.

通过对逐候 850 hPa 纬圈平均的经向风、纬向风、位势高度、温度等大气变量, 以及纬圈平均的降水量做气候统计, 发现这些量随季节变化在第 8 候和第 44 候出现了气候极值时间点^[21]. 第 8 候所有变量在南半球达到最大值, 第 44 候所有变量在北半球达到最大值, 比太阳直射回归线晚了近一个月. 用 CMAP 降水资料, 图 1 揭示了第 8 候与第 44 候之间的干湿转换区, 即对北半球是从小于 4 mm/d 向大于 4 mm/d 变化的转换区, 对南半球则反之^[22]. 在近赤道地区(10°S~10°N), 那里全年降水量大于 4 mm/d, 是全球水汽覆盖最多, 不存在干湿季节转换的地区. 在南、北半球副热带季风区, 实线包围的区域为季节性的干湿转换区, 反映了低层夏季风气流对热带水汽输送能够扩展到的地区. 在南北跨度上, 亚洲-西北太平洋地区干湿转换的覆盖范围最大. 在东亚地区, 南海中北部和中国东部处于季节性的干湿转换区中. 在亚洲地区, 季节性干湿转换的北边缘带从印度北部向东到达中国的西南地区, 再延伸到华北和东北地区. 此外, 非洲季节性干湿转换区也存在一条北边缘带.

利用中国气象局整编的 1951~2008 年 160 站观测降水, 我们根据某一测站的 5~9 月降水量计算了多年

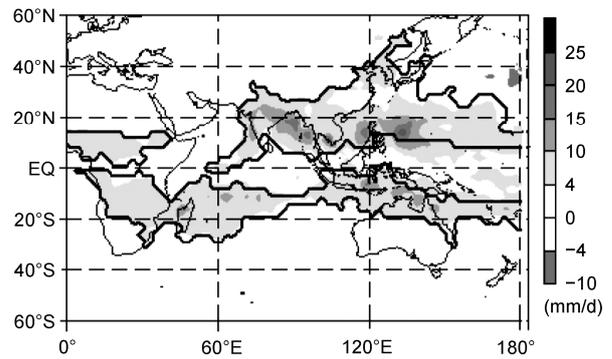


图 1 气候干湿转换确定的东半球季风区
北半球粗实线包围的区域为第 44 候降水 ≥ 4 mm/d 与第 8 候降水 ≤ 4 mm/d 的区域, 南半球的情况与之相反. 阴影为第 44 候和第 8 候气候平均降水量之差(mm/d)

气候平均降水量和方差. 由某一年的5~9月实况降水量相对该站气候降水的偏差可以划定出该年该站所属的干湿5个等级^[11]. 等级数值小表示降水量偏多, 等级数值大表示降水量偏少. 由中国东部夏季降水等级的空间分布, 我们已经确定了1951~2008年(58 a)每年所属的6种降水异常(干湿)空间分布型之一^[11]. 6种干湿分布型包括1型: 中国东部整体降水偏少; 2型: 长江以南降水偏多, 长江以北降水偏少; 3型: 长江降水偏多, 华北和华南降水偏少; 4型: 中国东部整体降水偏多; 5型: 长江以南降水偏少, 长江以北降水偏多; 6型: 长江降水偏少, 华北和华南降水偏多. 这里的6种干湿分布型中包含了中国气象局常用的3类雨型, 其中也包含了Ding等人^[23]的偶极模态和三极模态中的4种干湿分布型. 由于东亚季风强弱与中国东部地区降水变化的密切关系, 上述6种夏季季风干湿分布型可作为反映东亚夏季季风强弱的指数. 研究显示, 该指数较好地揭示了以长江为界, 南北相反的降水分布特征, 而其他的一些东亚季风指数更多的表现为长江流域的降水变率^[11]. 这意味着干湿分布型指数反映了东亚夏季季风强弱和推进到达位置的变化, 指数高值期指示东亚季风气流可以将较多的水汽输送到北方地区并使北方出现较多的降水, 反之指数低值期指示东亚季风气流偏弱对应南方降水偏多和北方降水偏少.

1951~2008年期间, 干湿分布型数值是长期减小的, 即对应北方变干的趋势和南方变湿的趋势^[11]. 在总体数值变小的趋势中还存在年际、十年际和年代际的变化. 在年代际尺度上, 选择1956~1966年和1992~2002年的两个典型年代. 在1~6的干湿型中, 两个时段的平均值分别为4.18和2.36. 分别用前后两个11 a夏季的平均降水距平百分率合成发现明显的区域差异^[11]. 1956~1966年时段, 偏多的降水从我国西南地区延伸到华北和东北地区, 即降水偏多地区沿图1中干湿转换北边缘带分布, 而降水偏少位于长江中下游的江南地区. 1992~2002年时段的降水正负距平分布刚好与之相反, 即对应为“南涝北旱”^[24]的分布型.

根据分析, 每年的中国干湿模态与对流层下部的偏南季风强度或水汽输送有直接的联系^[11]. 先前的工作中已经用月平均的全球2.5°格点1000, 925, 850, 700, 600和500 hPa上的风速和比湿计算了500 hPa以下多个气压层平均的每一类干湿型合成的夏

季水汽输送量的分布^[9,11]. 这些合成的水汽输送量分布能够很好地解释中国东部夏季的6种干湿分布型. 在本文的年代尺度分析中, 图2给出了两个时段(1956~1966年和1992~2002年)夏季500 hPa以下平均水汽通量的合成. 在中国夏季降水偏北(南)的年代, 中国上空及其以东的西北太平洋上空西南气流强(弱), 阴影所示的水汽通量大值区覆盖范围广(小). 从我国西南地区向东北延伸到华北和东北地区, 即在图1的干湿转换北边缘带上, 1956~1966年时段(相对1992~2002年时段)存在水汽通量的大值带. 水汽输送的强弱与输送位置的年际和年代际变化带与我国北方的季风边缘活动带^[25]一致. 图2中, 在华北出现较强的水汽输送的年份, 南亚上空的水汽输送也偏强, 与对印度和华北夏季降水异常之间关系的认识一致^[26]. 但前者反映的是热带季风的强弱变化, 而后者主要反映东亚季风的位置推进变化.

3 副热带季风区的气温与降水

为了进一步考察东亚夏季风水汽输送大小与降水量和气温之间的变化关系, 我们从观测站的降水与气温的年代际变化上加以认识. 图3中分别给出了两站(北京和澳门)夏季(JJA)和年平均的近一个世纪

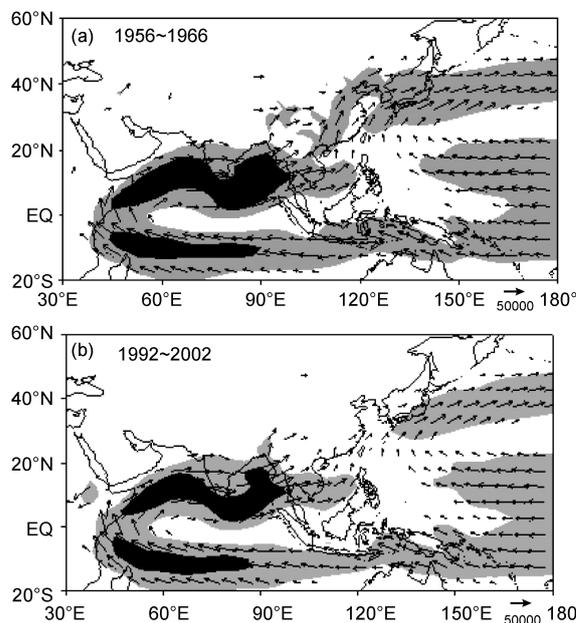


图2 两个年代夏季500 hPa以下多层气压平均的水汽通量合成

(a) 1956~1966年, (b) 1992~2002年. 箭头指示水汽输送方向, 深色和浅色阴影表示水汽输送量值分别大于60000和30000 $g m^{-1} s^{-1}$

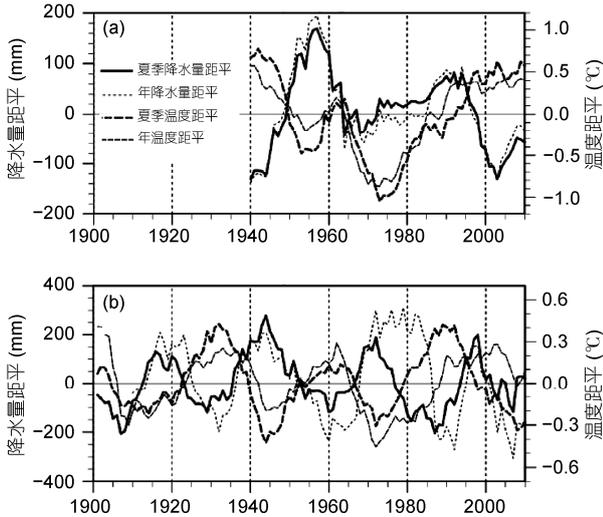


图3 (a)北京站(1940~2010年)和(b)澳门站(1901~2010年)夏季(JJA)降水距平(粗实线)和年平均降水距平(点线),以及夏季(JJA)气温距平(粗虚线)和年平均气温距平(灰度虚线)序列
气温和降水序列去除了长期趋势并用9 a 滑动平均滤去了年际高频变化

以来的年代际降水与气温序列. 为了分析年代际变化, 气温和降水序列是去除了对应时段长期趋势后的距平值, 并用 9 a 滑动平均滤去了年际高频变化. 这两个站都位于东亚副热带季风区中, 其中北京站(116.46°E, 39.92°N)位于东亚夏季副热带季风区的北边缘, 澳门站(113.5°E, 22.2°N)位于副热带季风区的南部. 以北京站为例, 在年代际尺度上, 副热带季风北边缘附近地区的夏季降水和夏季气温变化能够代表年降水和年平均气温的变化. 澳门站的夏季温度和夏季降水也能代表全年的气温和降水, 只在 20 世纪70~80年代时段的夏季气温和夏季降水的变化位相超前于年平均温度和年平均降水. 两个站气候的共同特点是: 夏季降水和年降水, 以及夏季气温和年气温都具有年代际变化, 并且单一站的降水与气温之间存在年代际的反向变化关系, 即降水多(少)的时期气温偏低(高). 在图 3 中, 北京的年代际气温变化幅度在 2℃之间, 而澳门的年代际气温变化幅度在 0.7℃左右, 中国北方的年代际气温变化幅度是南方的 3 倍左右. 因此, 中国平均的年代际气温变化主要来自北方气温变化的贡献.

在 20 世纪前期, 北京站缺少完整的观测资料. 因此, 我们重点关注 1940 年以来有观测的北京站气温和降水的年代际变化. 北京在 20 世纪 40 年代和近 10 余年夏季和年平均降水偏少(负距平)时期对应夏

季和年平均气温偏高(正距平), 50 年代夏季和年平均降水偏多(正距平)时期对应夏季和年平均气温偏低(负距平), 70 年代夏季和年平均气温最低值时期对应夏季降水为正距平, 而年平均降水在距平值附近. 由于北京站受观测序列长度的限制, 我们这里只分析气温与降水年代际变化之间的位相关系, 而不计算它们之间的相关系数值.

澳门站过去百年气温和降水都来自观测. 20 世纪 10 年代、40 年代和 1970 年前后, 夏季降水和年平均降水正距平时期对应夏季和年平均气温为负距平. 而 1930 年前后、1960 年前后和 20 世纪 80 年代, 夏季和年平均降水负距平时期对应气温为正距平. 澳门站的夏季降水与夏季气温之间, 原始序列的同期相关系数值为 -0.54, 低频滤波后的相关系数值为 -0.56, 都到达 0.01 的显著性水平. 低频滤波后, 澳门站的年平均降水与年平均气温, 夏季降水与年平均降水, 夏季气温与年平均气温, 它们两两之间的相关系数数值分别是 -0.67, 0.52 和 0.51.

上述的关系说明, 在年代际尺度上, 分析副热带季风区的气候变化需要同时考虑夏季风推进、气温高低和降水多少三者之间的制约关系. 在长期趋势上, 北京站降水从 20 世纪 50 年代开始减少, 而澳门站降水的长期趋势不明显. 在中国东部季风区的南北差异上, 20 世纪 40 年代, 澳门降水偏多, 北京降水偏少. 20 世纪 50 年代至 60 年代初澳门降水偏少, 北京降水偏多. 1970 年前后, 澳门降水偏多, 北京降水偏少. 1990 年前后, 澳门降水偏少, 北京降水偏多. 2000 年前后, 澳门降水偏多, 北京降水偏少. 在年代尺度上, 中国东部副热带季风区南北的降水变化位相是近似相反的, 而当地气温又与降水的变化相反.

图 2 中选择两个时段(1956~1966 年和 1992~2002 年)在图 3 中分别对应北京与澳门降水和气温的相反变化. 在年代尺度上, 来自热带印度洋的季风气流强(弱), 到达中国北方的水汽输送多(少), 北方降水偏多(少), 南方降水偏少(多), 北方气温偏低(高), 南方气温偏高(低).

4 季风推进与气温变化

既然在上述站点上的降水和气温变化与季风推进或季风气流的水汽输送有关, 我们可以探讨年代际尺度上东亚季风推进与中国年平均气温变化和全球平均气温变化的可能联系. 图 4 给出了近百年的中

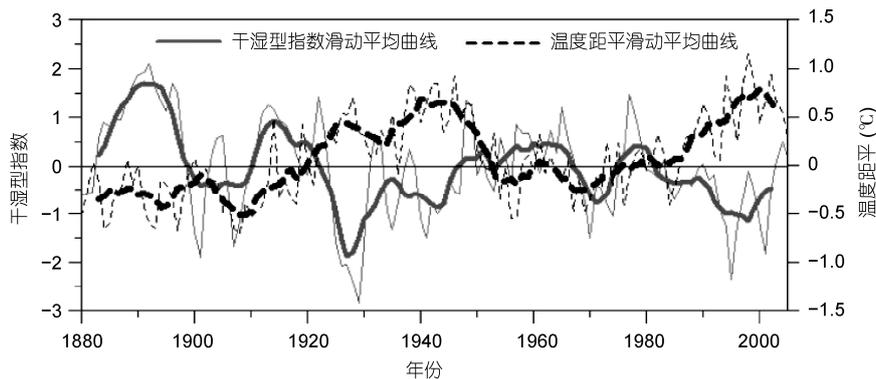


图4 公元1880~2005年中国东部干湿型指数距平的7点(细实线)和21点(粗实线)滑动平均序列与同期中国年平均温度距平(细虚线)及其7点滑动平均序列(粗虚线)

国年平均气温序列^[12]和同期中国东部夏季风干湿分布型距平序列^[11]。可以发现1880年以来,中国东部干湿型指数是长期减小的,意味着来自热带印度洋的季风水汽输送的长期减少和中国北方降水的长期减少,以及中国年平均气温的长期升高。

相对于长期趋势,近百年来东亚夏季风干湿型指数与中国平均气温之间几次明显的异常气候事件对应关系。最小的季风干湿型指数出现在20世纪20年代,我国北方干旱、蝗虫泛滥,出现了严重的饥荒^[27]。图4中,20世纪20年代后期的干湿型指数距平值在-2~-3之间,气温偏高。在20世纪90年代,干湿型指数连续偏小和偏高的气温,形成了黄河低水位和北方连续干旱。20世纪30年代后期至40年代中国气温出现了另一个暖平台,这一时期也对应一段干湿型指数偏小。图4中同时反映了百年长期趋势和年代际尺度上中国东部季风向北推进的位置变化与中国气温变化的内在联系。一个对比的关系表现出,中国年平均气温的偏低与偏高,取决于夏季风在年代际尺度上向北推进的程度。对图4中的实线,1880~1920年和1945~1980年为夏季风干湿型指数相对高值的时期,1920~1945年和1980年以来为指数相对低值的时期,高低指数变化的时间尺度大约为60年。对图4中的虚线,1880~1920年和1953~1980年为相对冷的时期,1920~1950年和1985年以来为相对暖的时期,中国冷暖变化的时间尺度大约为60年。在60年的年代际尺度上,季风干湿型指数与中国冷暖变化的位相相反。但在十年际尺度上,两者的位相并不一一都对应相反,如在1970年前后的十年位相相同。十年尺度上的气候变化问题比较复杂^[28]。

作为一个探讨,图5给出了近一千年来中国东

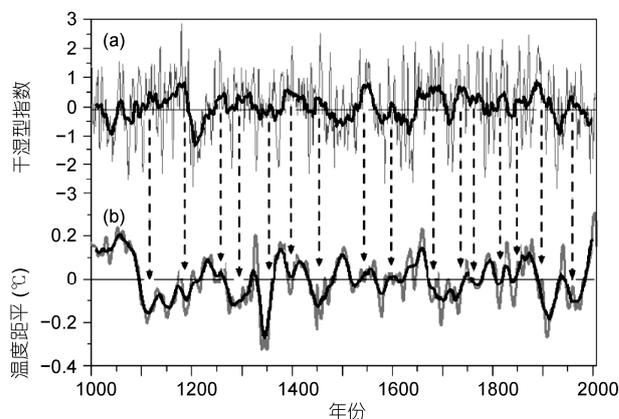


图5 (a) 公元1000~2008年东亚夏季风干湿型指数距平的7点(细线)和21点(粗线)滑动平均序列与 (b) 公元1000~2008年去长期冷暖气候态平均和趋势后的全球平均温度距平(灰度线)及其21点滑动平均序列(实线)

虚线箭头指示两个序列之间的波动对应关系

部干湿分布型距平序列^[11]与同期全球平均气温序列^[14]在年代际尺度上的比较。图5(a)中的数字越大表示中国东部干湿分布型对应的北方降水偏多,或东亚夏季风气流可伸展到东亚北部地区。图5(b)中,去长期几百年气候态及趋势的千年气温序列仍然存在年代际变化,正、负变化在0.3℃之间。近千年来,全球平均气温序列和东亚夏季风干湿型序列之间存在着明显的年代际尺度的反向变化关系。两条序列之间的相关系数是-0.11,通过了0.01显著性水平。图5中,虚线箭头连接了东亚夏季风干湿型指数序列变化中的高值与年代际尺度上全球平均气温的低值。在最近的千年中,它们之间至少有16次可连接的波动。在每次东亚夏季风推进偏北的时段,会出现全球平均气温年代际偏低,也存在位相上的偏移。近200

年来的最强年代际冷期出现在 1900 年前后和 1960 年前后, 在此之前的 10 年左右东亚夏季风出现了明显的年代际向北推进. 20 世纪后 50 年以来, 东亚夏季风扩展的范围南撤, 对应全球平均气温升高.

最近, 葛全胜等人^[29]在对过去 2000 年中国气候变化的研究中得出一个结论: 在温暖气候背景下, “北旱南涝”是中国东部主要的降水空间格局. 图 4 和 5 只是给出了东亚夏季风干湿分布型指数与中国区域和全球平均气温在年代际尺度上的对应位相变化关系. 这些年代际尺度上相反的变化关系并没有区分温暖和寒冷的气候背景, 只是去除了冷暖气候背景. 这些不同的气候指标量在不同的时间尺度上是否存在不同的冷暖与干湿配对, 对此还需要做进一步的研究.

5 结果与讨论

本文综合利用现代大气观测资料和历史旱涝记录等序列, 提取中国东部干湿分布型变化的年代际信号, 揭示了东亚夏季风年代际进退与区域和全球平均气温之间的对应波动关系, 得到了若干重要结果. 在中国东部干湿分布型、东亚夏季风进退、和中国及全球平均气温变化的对应波动中, 季风推进偏北(南)时期: 对应较多(少)的水汽输送到中国北方, 对应中国东部“北湿南干”(“南湿北干”)的气候分布格局, 以及对应中国和全球平均气温年代际偏冷(暖)的波动.

通过本文给出的几个气候指标序列, 我们可以进一步探讨在年代际尺度上它们之间的可能变化关联:

(1) 中国气温偏高(低)与东亚夏季风气流偏弱(强)的对应关系. 东亚副热带夏季风不但具有在区域(华南和长江以及北方)上的强弱年际和年代际变化, 还存在夏季风推进范围的年际和年代际变化. 在热带地区, 如南亚夏季风强对应当地季风降水多. 但在东亚副热带地区, 形成降水的系统是季风槽. 气候上,

南海季风爆发后, 季风槽是随季节逐渐向北推进的, 大约在第 44 候到达季风北边缘的位置^[30]. 一些年份或年代, 当副热带季风槽长期稳定在长江流域时当地降水偏多, 弱的季风气流难以到达北方(季风边缘带), 北方降水偏少, 如 1992~2002 年期间的北方降水偏少与中国气温偏高对应. 1956~1966 年期间, 强夏季风气流伴随的季风槽可以到达北方地区, 对应与 1992~2002 年期间相反的气候分布型. 中国温度变化与东亚夏季风推进和降水分布有关.

(2) 热力对比变化与季风强弱的对应关系. 季风形成的解释首先考虑随季节变化的海陆热力差和气压差, 以及大尺度大气运动的地转偏向力作用. 在全球增暖的背景下, 北半球的增暖大于南半球, 北半球中高纬度的增暖大于低纬度, 大陆增暖大于海洋. 中国北方增暖也大于南方^[31]. 因此, 全球最大的增暖应该在欧亚大陆上. 在这样的区域增暖形势下, 所有的东亚季风指数都指示近几十年来的强度减弱. 季风环流的水平尺度为几千公里, 垂直的翻转环流占据整个对流层. 季风的年际和年代际强弱变化是环流的异常变化, 而环流异常变化应该直接与邻近海陆的加热异常相联系. 这里, 我们试图用异常热成风解释异常季风. 在亚洲地区, 中高纬度异常增暖大于低纬度区域, 对应的异常热成风应为东风异常, 可解释热带季风的减弱. 在东亚地区, 西部大陆增暖大于东部海洋, 异常热成风表现为北风异常, 可以解释副热带季风强度的减弱和向北推进范围的缩小.

(3) 东亚夏季风干湿型指数与全球平均气温的年代际变化关系. 夏季风干湿型指数反映的是东亚季风范围的扩展程度. 亚洲大陆年代际异常偏暖可以用异常热成风原理解释东亚夏季风的减弱. 同样地, 年代际全球增暖也可以通过异常热成风原理解释全球季风减弱. 全球有 6 大季风区, 是否其他季风区也像东亚季风那样同期减弱, 对此还需要观测资料的分析与考证.

参考文献

- 1 赵宗慈, 王绍武, 罗勇. IPCC 成立以来对温度升高的评估与预估. 气候变化研究进展, 2007, 3: 183-184
- 2 Dickinson R E. Infrared radiative heating and cooling in venusian mesosphere. I: Global mean radiative equilibrium. J Atmos Sci, 1972, 29: 1531-1556
- 3 Broecker W S. Climatic change—Are we on brink of a pronounced global warming? Science, 1975, 189: 460-463
- 4 Solomon S, Qin D, Manning M, et al. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2007

- 5 李学勇, 秦大河, 李家洋, 等. 气候变化国家评估报告. 北京: 科学出版社, 2007
- 6 Ding T, Qian W H, Yan Z W. Changes in hot days and heat waves in China during 1961–2007. *Int J Climatol*, 2010, 30: 1452–1462
- 7 Xie P P, Arkin P A. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model output. *Bull Amer Meteorol Soc*, 1997, 78: 2539–2558
- 8 Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteorol Soc*, 1996, 77: 437–471
- 9 Qian W H, Lin X, Zhu Y F, et al. Climatic regime shift and decadal anomalous events in China. *Clim Change*, 2007, 84: 167–189
- 10 Wang S W, Zhao Z C, Chen Z H, et al. Drought/flood variations for the last two thousand years in China and comparison with global climatic change. In: Ye D Z, Fu C B, Chao J P, et al, eds. *The Climate of China and Global Climate*. Beijing: China Ocean Press & Berlin Heidelberg/New York: Springer Press, 1987. 20–29
- 11 钱维宏, 朱亚芬, 汤帅奇. 重建千年东亚夏季风干湿分布型指数. *科学通报*, 2011, 56: 2075–2086
- 12 王绍武, 叶瑾琳, 龚道溢, 等. 近百年中国年气温序列的建立. *应用气象学报*, 1998, 9: 392–401
- 13 Mann M E, Zhang Z H, Hughes M K, et al. Proxy-based reconstructions of hemisphere and global surface temperature variations over the past two millennia. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2008, 105: 13252–13257
- 14 钱维宏, 陆波. 千年全球气温中的周期性变化及其成因. *科学通报*, 2010, 55: 3116–3121
- 15 Ramage C S. *Monsoon Meteorology*. New York: Academic Press, 1971. 1–296
- 16 Webster P J. The elementary monsoon. In: Fein J S, Stephens P L, eds. *Monsoons*. New York: A Wiley-Interscience Publication, 1987. 3–32
- 17 Qian W H. Dry/wet alternation and global monsoon. *Geophys Res Lett*, 2000, 27: 3679–3682
- 18 Qian W H, Deng Y, Zhu Y F, et al. Demarcating the worldwide monsoon. *Theor Appl Climatol*, 2002, 71: 1–16
- 19 Trenberth K E, Stepaniak D P, Caron J M. The global monsoon as seen through the divergent atmospheric circulation. *J Clim*, 2000, 13: 3969–3993
- 20 Li J P, Zeng Q C. A new monsoon index and the geographical distribution of the global monsoons. *Adv Atmos Sci*, 2003, 20: 299–302
- 21 钱维宏. 气候变化与中国极端气候事件图集. 北京: 气象出版社, 2011
- 22 Qian W H, Tang S Q. Identifying global monsoon troughs and global atmospheric centers of action on a pentad scale. *Atmos Ocean Sci Lett*, 2010, 3: 1–6
- 23 Ding Y H, Wang Z Y, Sun Y. Inter-decadal variation of the summer precipitation in East China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part I: Observed evidences. *Int J Climatol*, 2008, 28: 1139–1161
- 24 孙林海, 陈兴芳. 南涝北旱的年代气候特点和形成条件. *应用气象学报*, 2003, 14: 614–647
- 25 胡豪然, 钱维宏. 东亚夏季风北边缘的确认. *自然科学进展*, 2007, 17: 57–65
- 26 郭其蕴. 中国华北旱涝与印度夏季风降水的遥相关分析. *地理学报*, 1992, 47: 394–402
- 27 Qian W H, Zhu Y F. Climate change in China from 1880–1998 and its impact on the environmental condition. *Clim Change*, 2001, 50: 419–444
- 28 严中伟, Nicole P M. 关于全球冷暖和亚非季风区干湿变迁之联系的一个述评. *地理学报*, 1995, 50: 471–478
- 29 葛全胜, 郑景云, 郝志新, 等. 过去 2000 年中国气候变化的若干重要特征. *中国科学: 地球科学*, 2012, 42: 943–953
- 30 钱维宏, 汤帅奇. 全球季风槽. *热带气象学报*, 2011, 27: 594–600
- 31 Wang Y, Yan Z, Chandler R E. An analysis of midsummer rainfall occurrence in eastern China and its relationship with large-scale warming using Generalized Linear Models. *Int J Climatol*, 2010, 30: 1826–1834