



论文

基于 CMIP5 多模式评估人为和自然因素外强迫在中国区域气候变化中的相对贡献

赵天保^①, 李春香^{①*}, 左志燕^②^① 中国科学院东亚区域气候-环境重点实验室, 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029;^② 中国气象科学研究院, 北京 100081

* 通讯作者, E-mail: licx@tea.ac.cn

收稿日期: 2015-05-08; 接受日期: 2015-08-27; 网络版发表日期: 2016-02-01

国家重大科学研究计划项目(编号: 2012CB956203)、公益性行业(气象)科研专项项目(编号: GYHY201306027)、四川省重点实验室开放课题项目(编号: PAEKL-2015-C1)和国家自然科学基金项目(批准号: 41405090)资助

摘要 基于观测资料和 CMIP5 多模式的历史试验(考虑所有驱动因子)以及单因子强迫气候归因试验结果, 估算了温室气体、气溶胶、土地利用及自然因素等外强迫在中国区域气候变化中的相对贡献。结果表明, 人为和自然外强迫的共同作用可解释近 30 年观测气温变化的 95%~99%, 其中温室气体引起的温度变化是观测增温的 2~3 倍, 而气溶胶起到了显著的冷却降温作用; 人为和自然因素外强迫对近几十年观测降水的变化的可能贡献约为 65%~78%, 其中, 气溶胶和温室气体是中国区域降水的主要外强迫因子, 尤其气溶胶主导着中国东部降水变化的分布型, 而自然因素外强迫的贡献主要体现在干旱半干旱区。人类活动主导了近 60 年来中国区域气温的长期非线性趋势, 特别是从 20 世纪 60 年代开始温室气体的影响强度逐渐增大, 是中国区域气候变暖最主要的贡献者; 不同外强迫因子对中国区域降水长期非线性趋势的影响具有明显的区域差异, 温室气体是 20 世纪 70 年代以后干旱半干旱区降水逐渐增加的主要贡献者, 而气溶胶的主要影响使湿润半湿润区降水有较为明显下降趋势, 土地利用和自然因素外强迫也会造成降水呈减少的趋势。通过最优指纹法(Optimal Fingerprinting)的检测可知, 人类活动能够很好地解释近 60 年来中国区域特别是湿润半湿润区观测气温的变化, 其中温室气体的单独作用能够清晰地观测结果中检测出来; 由于多模式结果的不确定性, 观测降水变化的归因目前还无法通过残余一致性检测。需要指出的是, 尽管本文的研究结果还存在着一定的不确定性, 但仍可为中国区域气候变化成因研究及其预测提供科学依据。

关键词 人类活动, 自然变化, 外强迫, CMIP5 多模式, 相对贡献

中文引用格式: 赵天保, 李春香, 左志燕. 2016. 基于 CMIP5 多模式评估人为和自然因素外强迫在中国区域气候变化中的相对贡献. 中国科学: 地球科学, 46: 237–252, doi: 10.1360/N072015-00075
英文引用格式: Zhao T B, Li C X, Zuo Z Y. 2016. Contributions of anthropogenic and external natural forcings to climate changes over China based on CMIP5 model simulations. Sci China Earth Sci, 59: 503–517, doi: 10.1007/s11430-015-5207-2

1 引言

人类活动影响气候变化已经成为毋庸置疑的事实. 最新的IPCC评估报告(2013)指出, “已经在大气和海洋的变暖、全球水循环的变化、积雪和冰(陆地冰川和海冰)的减少、全球平均海平面的上升以及一些极端气候事件的变化中检测到人为影响, 而太阳活动、火山爆发等自然强迫和气候系统内部变率不是自1950年以来全球变暖的最强驱动因子”, 该结论的可能性超过95%(极可能). 采用第5阶段国际耦合模式比较计划(CMIP5)和新的排放情景(典型浓度路径, RCP), 预估未来全球气候变暖仍将持续, 21世纪末全球平均地表温度在1986~2005年的基础上将升高0.3~4.8℃(巢清尘等, 2014; 秦大河等, 2014). 如何识别和区分人为和自然因子对气候变化的相对贡献是气候变化检测与归因研究的核心内容, 也是回答“气候变化在多大程度上是由人类活动引起的”这一科学问题的重要基础(孙颖等, 2013).

气候变化是多因子共同作用、多尺度重叠、人类活动和自然因素交互作用的过程. 如何研究人类活动对气候变化的影响是迄今仍然没有很好解决的科学问题之一(王绍武等, 2012). 气候系统模式为气候变化机理和气候变化归因问题研究提供了重要工具(周天军等, 2008), 是理解历史气候演变特别是近百年来气候变暖的重要方法. 其优点是, 可以利用模式逐个或综合考察每个因子或多个因子对气候变化的作用和影响(华文剑等, 2015), 从而定量的研究气候变化的可能原因, 并考虑其物理意义(《气候变化国家评估报告》编写委员会, 2007). 为了能够检测出人类活动和自然因素对气候变化的影响, 在最新国际耦合模式比较计划(CMIP5)中(Taylor等, 2012)专门设计的不同单因子外强迫历史试验 (如仅考虑太阳活动和火山喷发等自然因素强迫试验以及仅考虑温室气体、气溶胶、土地利用等人为因素的强迫试验), 通过这些单因子模拟结果与历史试验结果(人为和自然等所有因素共同驱动)对比, 便可有效地区分人类活动和自然因素在气候变化中相对贡献(Zhang等, 2013; Santer等, 2013). 很多研究已表明, CMIP5多模式对于全球(Xu和Xu, 2012; Chadwick等, 2013; Elguindi等, 2013; 赵天保等, 2014)和区域气候(陈活泼, 2013; Huang等, 2013; 郭彦等, 2013; 李振朝等, 2013; Liu等,

2013; Wu R G等, 2013; Yao等, 2013)变化具有一定的模拟能力, 其中, 一些单因子强迫模拟试验能够有效地检测出温室气体、气溶胶和土地利用变化等对全球气候变化的影响(Christidis等, 2013; Polson等, 2013; Ribes和Terray, 2013; Wilcox等, 2013; Wu P等, 2013), 包括对全球典型干旱半干旱区气候变化的影响(李春香等, 2014).

中国区域气候变化是全球与区域、自然与人为因子共同作用的结果. 中国区域的升温趋势与全球基本一致, 而降水无明显的趋势变化. 气候数值模拟结果表明, 20世纪前期中国区域的增温可能与太阳活动、火山喷发以及气候系统内部相互作用的结果, 而20世纪后期特别是近几十年的变暖主要归因于人类活动引起的大气中温室气体浓度增加. 中国区域降水的变化目前还不能完全归因于温室效应增强的影响, 但近50年来降水型的变化可能与增强的温室效应、气溶胶排放和自然变化有关(《气候变化国家评估报告》编写委员会, 2007; 吴国雄等, 2015). 研究表明, 中国区域年平均气温(Zhang等, 2006), 年平均最高、最低气温(Wen等, 2013)的历史变化及2013年中国东部热浪事件的发生(Sun等, 2014)可归因为人类活动的影响, 但对于过去百年特别是近几十年中国区域气候变化中人类活动和自然因素外强迫的相对贡献是多少, 人类活动和自然因素等外强迫与气候系统内部的准周期性和年代际变率如何区分, 目前还没有得出明确的结论; 一些已有的结果还存在较大的不确定性, 尚需进一步深入研究和分析. 本文将基于CMIP5多模式结果, 进一步对比和分析单因子强迫气候归因试验与历史试验的差异, 检验温室气体、土地利用以及气溶胶等对中国区域气候变化的影响及其区域差异, 定量地评估人类活动对中国区域气候变化的相对贡献, 为中国区域气候变化成因研究及其预测提供科学依据.

人类活动对区域气候和环境的影响也具有明显的区域差异, 生态环境越脆弱的地区, 受人类活动的影响越显著, 尤其是在干旱半干旱区, 人类活动引起的自然植被变化(减少)可以影响夏季风的强度, 减少水汽向内陆的输送, 使干旱化进一步加剧, 导致沙尘暴的频繁发生和强度的增大. 不合理的人类活动对生态环境的破坏是加剧干旱化的一个主要因素(符淙斌和马柱国, 2008). 因此, 本文将把中国区域划分成干旱半干旱区和湿润半湿润区来考察不同人类活动

和自然因素等外强迫的相对贡献及其区域差异, 为干旱半干旱区生态系统和水资源脆弱性评估和风险预估提供气候变化背景和科学依据.

2 数据和方法

2.1 数据

本文选用了6组CMIP5多模式试验用于研究, 包括: (1) 所有外强迫历史试验(ALL), 综合考虑了太阳活动、火山喷发等自然因素和人类排放的温室气体、气溶胶以及土地利用等所有人类活动的综合作用; (2) 人类活动强迫历史试验(Ant), 包括温室气体、硫酸盐气溶胶和土地利用等人为因素; (3) 自然因素强迫历史试验(Nat), 主要是太阳活动和火山喷发的强迫; (4) 温室气体强迫历史试验(GHG), 考虑CO₂, CH₄和N₂O等温室气体的强迫; (5) 人类排放气溶胶强迫历史试验(AA)和(6) 土地利用变化的强迫试验(LU). 但目前仅有9个耦合模式提供了Ant的模拟结果, 11个模式提供了AA的模拟结果, 以及6个模式提供了LU的模拟结果(参考http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/docs/historical_Misc_forcing.pdf). 因此, 本文主要基于Ant, AA和LU试验结果共选取了10个模式的模拟结果(表1, 更多细节参见<http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/>). 此外, 利用43个耦合模式的控制试验结果来估算气候系统内部变率.

为了评估模式模拟能力并进行检测和归因分析,

本文所用观测资料为英国东英吉利大学气候研究中心(Climatic Research Unit Time, CRU)最新版本的月平均气温和降水资料(TS-3.22), 其空间分辨率为0.5°, 时间长度为 1901~2013年(Harris等, 2013). 基于观测资料研制的百年尺度降水序列还有德国全球降水气候中心 (Global Precipitation Climatology Centre, GPCC) 第6版本(V6)的逐月再分析资料(Schneider等, 2013). 我们比较了CRU TS-3.22和GPCC V6两套资料在中国区域的时空分布特征, 发现二者中国大多数地区都较好的一致性, 但在青藏高原地区GPCC资料还是存在一些问题. 因此本文还是选用CRU TS-3.22降水资料作为观测资料用于研究. 此外, 由于20世纪前期观测站点的空间覆盖率较低、观测资料的可靠性较差, 因此本文研究时段为1951~2005年.

2.2 方法

如前所述, 气候变化是多因子共同作用、多尺度重叠的非线性过程, 而观测信息中既包含有气候系统内部的自然变化信息又包含有对自然和人为因素外强迫的响应, 因此要准确地定估算各类外强迫因子对气候变化的相对贡献是比较困难的. 我们只能假设气温和降水的观测变化对各种外强迫的响应是独立的、线性的, 则可以采用如下的逐步回归的方法来估算自然变化和不同人类活动对中国区域历史气候变化的相对贡献, 即

$$\Delta\text{Obs} = b_1\Delta\text{Nat} + b_2\Delta\text{GHG} + b_3\Delta\text{AA} + b_4\Delta\text{LU} + \varepsilon, \quad (1)$$

表 1 CMIP5 耦合模式及其模拟试验的基本信息

气候模式	模分辨率	积分时段	集合成员数					
			ALL试验	Ant试验	Nat试验	GHG试验	AA试验	LU试验
CanESM2	T63, L35	1850~2005年	5		5	5	5	5
CCSM4	288×192, L26	1850~2005年	8	4	3	4	3	3
CESM1-CAM5	256×128, L31	1850~2005年	3	3	3	3	3	3
CSIRO-Mk3-6-0	192×96, L18	1850~2005年	10	10	5	5	10	
GFDL-CM3	128×60, L26	1850~2005年	5	1	3	3	1	
GFDL-ESM2M	144×90, L24	1850~2005年	1	1	1	1	1	1
GISS-E2-H	144×90, L40	1850~2005年	6	5	5	5	5	5
GISS-E2-R	144×90, L40	1850~2005年	6	5	5	5	5	5
IPSL-CM5A-LR	96×95, L39	1850~2005年	6	3	3	3	1	
NorESM1-M	144×96, L26	1850~2005年	3		1	1	1	
集合成员总数			53	32	34	35	35	22

式中, “ Δ ”表示两时段相应变量(气温和降水)的气候态差值(1981~2005年与1951~1975年平均值之差); Obs为观测值; ε 为残差小项; b_1 , b_2 , b_3 和 b_4 分别为每个格点上 Nat, GHG, AA和LU与Obs的回归系数, 其估算顺序是根据每个格点上不同外强迫因素对观测结果解释方差的大小来决定的. 以上回归系数的估算均是基于年平均距平时间序列. 通过这种方法可以限制或约束不同外强迫因素的贡献之和小于或等于观测结果的变化.

同时, 本文应用集合经验模态分解(EEMD)(Huang和Wu, 2008; Wu和Huang, 2009)方法对中国不同地区区域平均的年平均气温和降水距平时间序列进行分解, 获取不同时间尺度的本征模态函数(Intrinsic Mode Function, IMF)和一个残余项(Residual), 分析不同外强迫在长期非线性趋势变化特征及其在多年代尺度变化中的贡献. 本文将表征多年代际振荡的第五IMF分量和残余项累加得到气温和降水时间序列的多年代际变化特征.

此外, 本文还利用最优指纹法(Optimal Fingerprinting)量化地识别人为和自然变化信号(Hasselmann, 1997). 最优指纹法是一种增强人为气候变化信号特征使之排除低频自然变率噪声干扰的技术方法, 已广泛应用于气候变化的检测和归因研究中(Zhang等, 2007; Ribes和Terray 2013; Sun等, 2014; Li等, 2015). 最优指纹法可以用多元回归来实现, 即把观测的气候变化视作为外部气候强迫的线性结合, 再加上气候系统内部变率, 一般写做:

$$y = \sum_{i=1}^I x_i \beta_i + \varepsilon, \quad (2)$$

式中, y 是经过滤波的观测资料, 使其能够充分反映观测气候的时空变化, 数组 x_i 为对第 i 种外强迫的响应模态, β_i 为对应该模态的标量因子或尺度因子(scaling factor), ε 为内部气候变率. 由于观测资料时间长度太短, 而且还包括外强迫因子的影响, 因此并不适合用于计算内部变率; 通常是用耦合模式的控制试验来表征内部气候变率, 并利用Monte Carlo法进行残余一致性检测. 详细的方法介绍参见Allen和Stott (2003).

本文分别检测4组两类外强迫的影响: 所有人类活动(Ant试验, 32个集合成员来自8个气候模式)和自然变化(Nat试验, 34个集合成员来自10个气候模式), 温室气体(GHG试验, 35个集合成员来自10个气候模式)和除温室气体外的其余外强迫(ALL-GHG, 53个集

合成员来自10个气候模式), 气溶胶(AA试验, 35个集合成员来自10个气候模式)和除气溶胶外的其余外强迫(ALL-AA, 53个集合成员来自10个气候模式), 土地利用(LU试验, 22个集合成员来自6个气候模式)和除土地利用外的其余外强迫(ALL-LU, 53个集合成员来自10个气候模式).

2.3 资料处理

计算某组试验多模式集合平均时, 首先对同一模式该组试验的集合成员进行等权重算术平均(模式内的集合平均), 然后再应用同样的方法对多模式结果进行模式间的集合平均. 所有观测和模式资料均处理成相对于1961~1990年气候平均的年平均距平序列. 为了便于分析和比较, 本文应用双线性插值方法将模式和观测资料内插到 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 经纬网格上. 在检测和归因研究中, 首先将观测和模式资料内插到 $5^\circ \times 5^\circ$ 经纬网格上, 然后将年平均距平序列处理为非重叠的5年平均, 以减少观测变率和气候信号的噪音; 之后参照赵天保等(2014)的定义, 以1961~1990年观测降水500 mm等值线为界(图1(a), 蓝线), 将中国划分为干旱半干旱和湿润半湿润区)区域平均, 以增加气候信噪比. 43个气候模式共提供428组非重叠的55年控制试验结果, 将其均分为两组: 一组用于优化, 另一组用于测试(Wen等, 2013).

3 CMIP5 多模式的模拟能力

本研究是基于CMIP5多历史归因试验多模式集合平均开展的, 模式性能在一定程度上会影响研究结论的可靠性. 此外, 气候模式能否模拟出与外强迫相联系的响应模态, 是进行归因检测研究的理论基础. 目前已有很多工作评估了CMIP5气候模式对中国区域气温和降水的模拟能力(Xu和Xu, 2012; 赵天保等, 2014; 陈晓晨等, 2014), 所得的基本结论是: 大多数耦合模式都能较好地模拟出中国区域气温变化的气候态、季节和年际变化特征及其长期趋势, 也基本能模拟出降水的空间分布模态和季节演变特征, 但对于降水的年际变化及其长期趋势的模拟还存在一定的局限性. 其原因可能主要是由于的全球耦合模式对降水年际变化特征和长期趋势的模拟主要取决于模式的初始状态, 特别是采用多模式集合平均

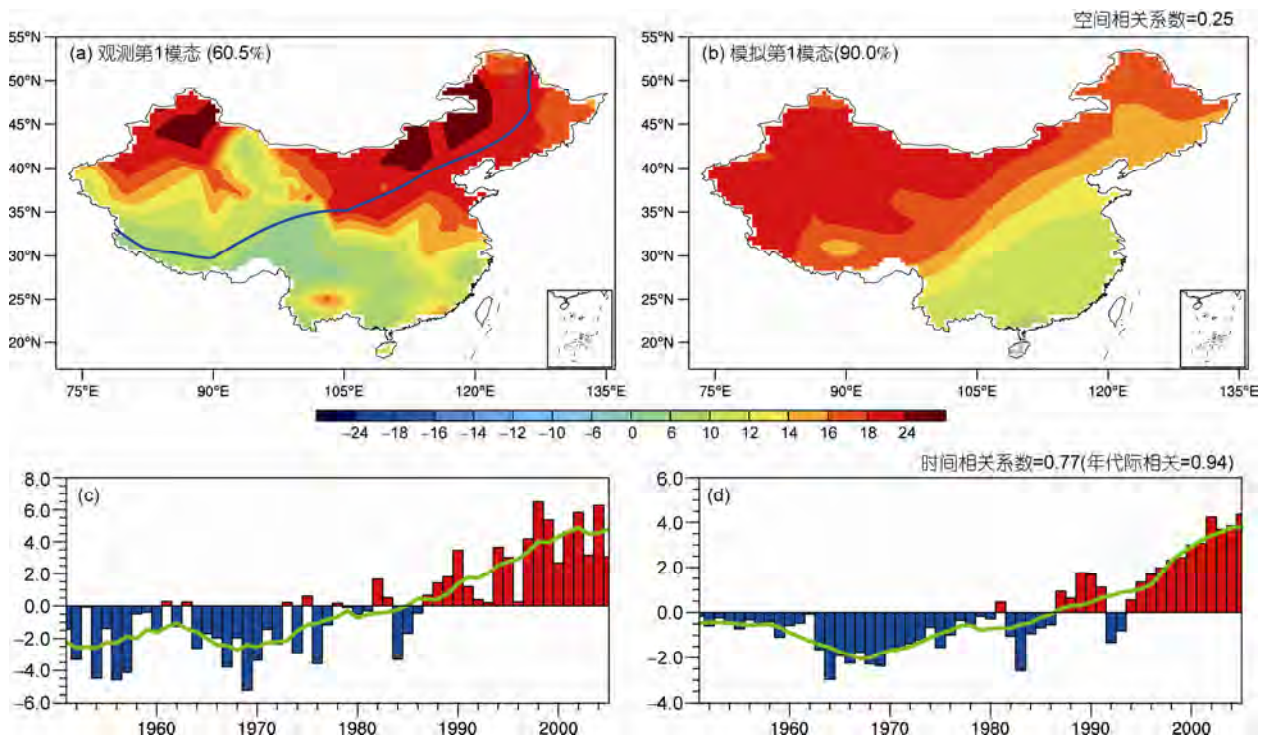


图1 1951~2005年中国地区观测(CRU)和历史试验(ALL)多模式集合的气温距平 EOF 分析得到的特征向量及时间系数($\times 10^3$)

(a) 观测第一特征向量; (b) 模拟的第一特征向量; (c) 观测第一时间系数(柱)及其9年滑动平均(绿线); (d) 模拟的第一时间系数(柱)及其9年滑动平均(绿线). (a)中的蓝线为干旱半干旱区与湿润半湿润区的分界线

的方法会把大尺度海温(SST)年际-年代际自然变化强迫的信号平滑掉, 而只反映出“温室气体”和“气溶胶”等人类活动强迫的信号(Dai, 2013). 在已有的研究基础上, 我们进一步采用经验正交函数分解(EOF)方法考察本文所用的10个CMIP5多模式集合平均结果对中国区域气温和降水时空演变特征的再现能力.

从图1可以看到, 观测的气温距平第1特征向量(解释方差为60.5%)表现为全国一致的分布型, 气温异常的幅度由南至北逐渐增加, 对应的最大值分别位于新疆和内蒙北侧地区; 结合其时间系数(图1(c))可见, 20世纪80年代中期以前整个中国区域一致偏冷, 之后一致偏暖. 所有外强迫历史试验(ALL)集合平均结果的EOF第1特征向量(解释方差为90.0%)能很好地再现观测中气温全国一致的变化特征(空间模态相关系数为0.25, 达到0.05的显著性水平), 但与观测相比异常中心偏南偏西; 二者的时间演变特征也具有高度地一致性(相关系数 $R_1=0.77$, 年代际相关系数 $R_2=0.94$, 均通过0.05的显著性检验).

同样地, 如果直接对降水的年平均距平场进行 EOF 分解, 观测结果第1模态的方差贡献为20.8%, 变率的大值集中在年平均降水量较大的东南沿海地区, 表现为“南负北正”的异常分布(图2(a)), 对应时间系数具有较强的年际变化, 其年代际特征较弱, 无显著的趋势变化(图2(c)). 这一模态主要反映的是气候系统内部自然变率的结果. 多模式集合结果EOF的第1模态与观测结果不一致, 但第2模态(图2(b)), 解释方差为10.0%与观测的第1模态在空间分布上具较高的相似度(空间模态的相关系数为0.58), 基本能反映观测中南北方向上“负-正”的空间分布型, 这与Xu等(2012)结果基本上是一致的. 如果我们采用降水距平百分率(相对于1961~1990年平均降水)进行 EOF 分析, 结果表明, 观测中 EOF 第1特征向量(图2(e), 解释方差为20.1%)在中国大多数地区呈现出“南负北正”异常分布型, 最大异常中心分别位于新疆西部地区. 多模式结果 EOF 第1特征向量(图2(f), 解释方差为29.3%)基本能够再现观测结果“南负北正”的偶极子

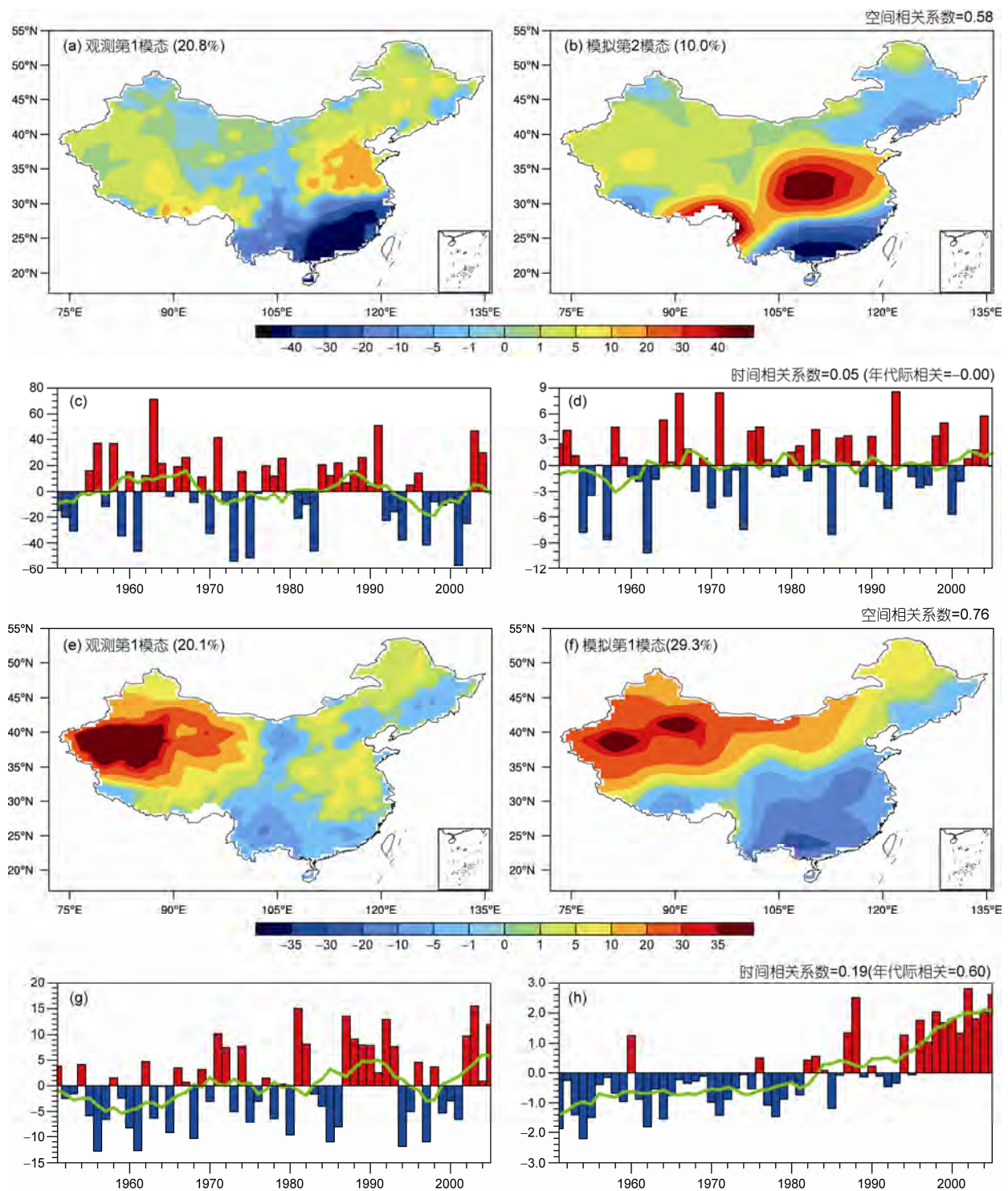


图 2 1951~2005 年中国地区观测(GPCC)和历史试验(ALL)多模式集合的年平均降水 EOF 分析得到的特征向量及时间系数($\times 10^3$)

(a) 观测降水距平第一特征向量; (b) 模拟降水距平第二特征向量; (c) 观测降水距平第一时间系数(柱)及其 9 年滑动平均(绿线); (d) 模拟降水距平第二时间系数(柱)及其 9 年滑动平均(绿线); (e) 观测降水距平百分率第一特征向量; (f) 模拟降水距平百分率第一特征向量; (g) 观测降水距平百分率第一时间系数(柱)及其 9 年滑动平均(绿线); (h) 模拟降水距平百分率第一时间系数及其 9 年滑动平均(绿线)

模态(空间模态相关系数为0.76). 从相应EOF模态的时间系数来看, 观测结果仍然是以年际变化和准周期振荡的为主的变化特征, 模拟结果则具有明显的年代际变化特征, 二者的时间演变特征大体上还是一致的(相关系数为0.19), 均呈现出增加的变化趋势, 但模拟的趋势要明显强于观测结果(图2(g), (h)). 这表明CMIP5多模式还是有能力模拟出观测降水变化对于外强迫(人为和自然因素)的响应特征.

通过上述分析可以看到, 全球耦合模式基本上能够再现增暖背景下中国区域气温和降水时空演变特征, 特别能够很好地再现观测气温变化对于外强迫的响应. 由于观测降水中既有外强迫的信号也包含气候系统内部自然变化的信息, 而多模式集合平均的结果主要反映的是对外强迫的响应, 这是导致二者不可比的一个主要原因. 但是如果我们采用降水距平百分率的方式进行EOF分析, 发现现有的全球耦合模式还是有能力模拟出观测降水变化对于外强迫的响应特征. 此外, 本文主要关注的各种外强迫因子对观测结果长期变化的相对贡献, 不涉及年际变化特征和变率以及长期趋势问题, 从这个意义上来说CMIP5多模式结果仍然是可信的.

4 结果与分析

4.1 人类活动和自然因素外强迫的相对贡献

为了考察各种单因子外强迫对20世纪后期中国气候变化的影响, 我们利用逐步回归的方法, 比较不同单因子外强迫对1981~2005年和1951~1975年两个时段气候变化的相对贡献. 图3首先给出了各种外强迫所引起的气温变化的空间分布特征. 由图可见, 自然变化(Nat)的影响除了东北以及新疆西北部以及西南南部等部分地区外使得中国其他大部分地区气温略微下降($-0.4\sim-0.2^{\circ}\text{C}$), 而温室气体(GHG)引起全国一致的增温($0.5\sim2.0^{\circ}\text{C}$), 特别在中国北方大多数地区的增温幅度达到 1°C 以上, 其中华北北部、青藏高原西北部以及西南南部等部分地区的增温幅度超过了 2°C ; 气溶胶(AA)的作用与GHG几乎完全相反, 其导致全国大多数地区出现 $0.1\sim1.0^{\circ}\text{C}$ 的降温变化, 降温最大的区域出现在华北、青藏高原东部以及西部等部分地区; 土地利用(LU)作用在东北、新疆东部以及青藏高原西部地区会引起 0.2°C 左右的微弱增温, 在其

他大多数地区是 0.2°C 左右的微弱降温变化, 特别在青藏高原西南造成了 $0.5\sim1.2^{\circ}\text{C}$ 明显降温变化. 所有人类活动和自然因素外强迫的共同作用在空间分布上约可解释观测结果的87%(二者空间分布的相关系数为0.93, 见图3(e)), 表明CMIP5多模式还是能够很好地再现观测结果的变化. 从干旱半干旱区、湿润半湿润区(东部季风区)和整个中国区域统计平均来看(表2), GHG对气温变化的贡献最大($234\%\sim390\%$), 其增温幅度为观测的2~3倍; AA, Nat和LU均起到了明显的降温作用, 其中AA在三个不同区域其贡献分别为 -101.6% , -226.6% 和 -161.4% , Nat的贡献为 -21.5% , -31.3% 和 -26.2% , 而LU的贡献为 -12.5% , -36.8% 和 -24.1% . 总的来看, 所有外强迫(Nat+GHG+AA+LU)可解释观测气温变化的95%~99%, 其中人类活动(GHG+AA+LU)的综合作用约为120%的增温贡献.

图4给出的是各种外强迫所引起的降水变化的空间分布特征. Nat的作用使东北、西北地区大部、长江中下游地区降水略微增加($0\sim0.05\text{ mm/d}$), 而在其他大多数地区降水微弱的减少($\sim0.05\text{ mm/d}$), 除此之外在长江中下游和华南南部分别引起了一个局地降水“负”和“正”异常中心(变化幅度为 0.1 mm/d); 与对气温变化起主导作用不同, 在全国大多数地区GHG对降水变化的贡献都相对较小($-0.1\sim0.1\text{ mm/d}$), 使东北东部、华北以及四川盆地的降水明显减少($0.1\sim0.2\text{ mm/d}$), 而使青藏高原以及华南部分地区的降水增加($0.1\sim0.2\text{ mm/d}$); AA强迫的结果使中国东部大多数地区降水都出现了明显的减少, 尤其造成华北、东南和西南等地区的降水明显减少 $0.1\sim0.3\text{ mm/d}$, 其空间分布特征与观测结果具有非常好的相似性(空间模态的相关系数可达0.60), 可以被认为是决定中国东部降水变化分布型的主导外强迫因子; LU的作用在大多数地区也相对较小, 只是在长江中下游地区降水增多($0.05\sim0.2\text{ mm/d}$)的一个主要外强迫因子. 综合来看, 所有外强迫因子的共同作用在空间分布上与观测结果具有很好的一致性, 相关系数可达0.89. 从不同区域平均来看(表2), AA和GHG是近30年中国不同区域降水变化的主要外强迫因子, Nat对西部干旱半干旱区的降水变化也具有较大的贡献(16.8%); 所有外强迫约可解释观测降水变化的64%~78%, 其中Nat的贡献约为6%~17%, GHG的贡献约为21%, AA的贡献约为24%~33%, 而LU的最大贡献不超过17%(湿润

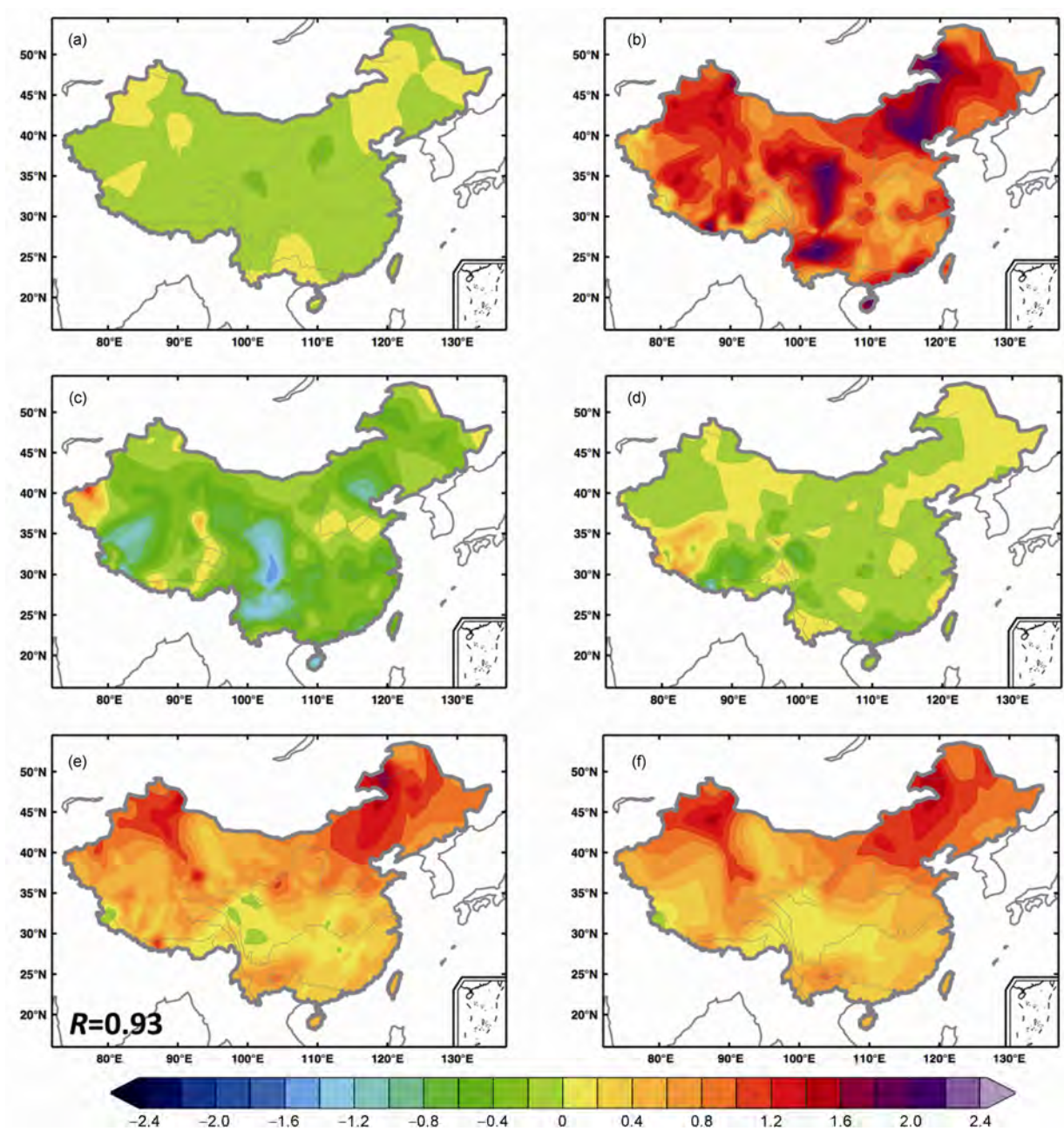


图3 各外强迫因子对 ALL 试验中温度的历史变化的贡献

(a) 自然变化(ΔNat); (b) 温室气体(ΔGHG); (c) 气溶胶(ΔAA); (d) 土地利用(ΔLU); (e) $\Delta\text{Nat}+\Delta\text{AA}+\Delta\text{GHG}+\Delta\text{LU}$; (f) 观测气温在前后两时段的差值。图(e)与(f)的相关系数为 0.93。历史变化为 1981~2005 年与 1951~1975 年之差, 单位: $^{\circ}\text{C}$

半湿润区)。可见, AA是中国区域近几十年降水变化最主要的外强迫因子。

4.2 人类活动和自然因素外强迫的非线性趋势特征

从上面的结果可以看到, 不同单因子外强迫对

不同区域气候变化的影响不同。GHG主导中国所有区域气温的增温变化, AA, Nat和LU均起到了明显的降温作用; AA和GHG是中国东南部分地区降水的主要外强迫因子, 而Nat迫和GHG的强迫影响主要体现在干旱半干旱区。为了进一步考察不同单因子外强

表 2 各外强迫试验中干旱半干旱区、湿润半湿润区以及整个中国区域气温(Tas)和降水(Pr)历史变化(1981~2005 年减去 1951~1975 年)相对于观测变化的百分比(单位: %)

	干旱半干旱区		湿润半湿润区		中国区域	
	Tas	Pr	Tas	Pr	Tas	Pr
Nat	-21.5	16.8	-31.3	6.4	-26.2	12.0
GHG	234.7	21.7	389.8	21.0	308.9	21.4
AA	-101.6	24.5	-226.6	33.3	-161.4	28.6
LU	-12.5	1.6	-36.8	16.8	-24.1	8.6
Nat+GHG+AA+LU	99.1	64.6	95.1	77.6	97.2	70.6

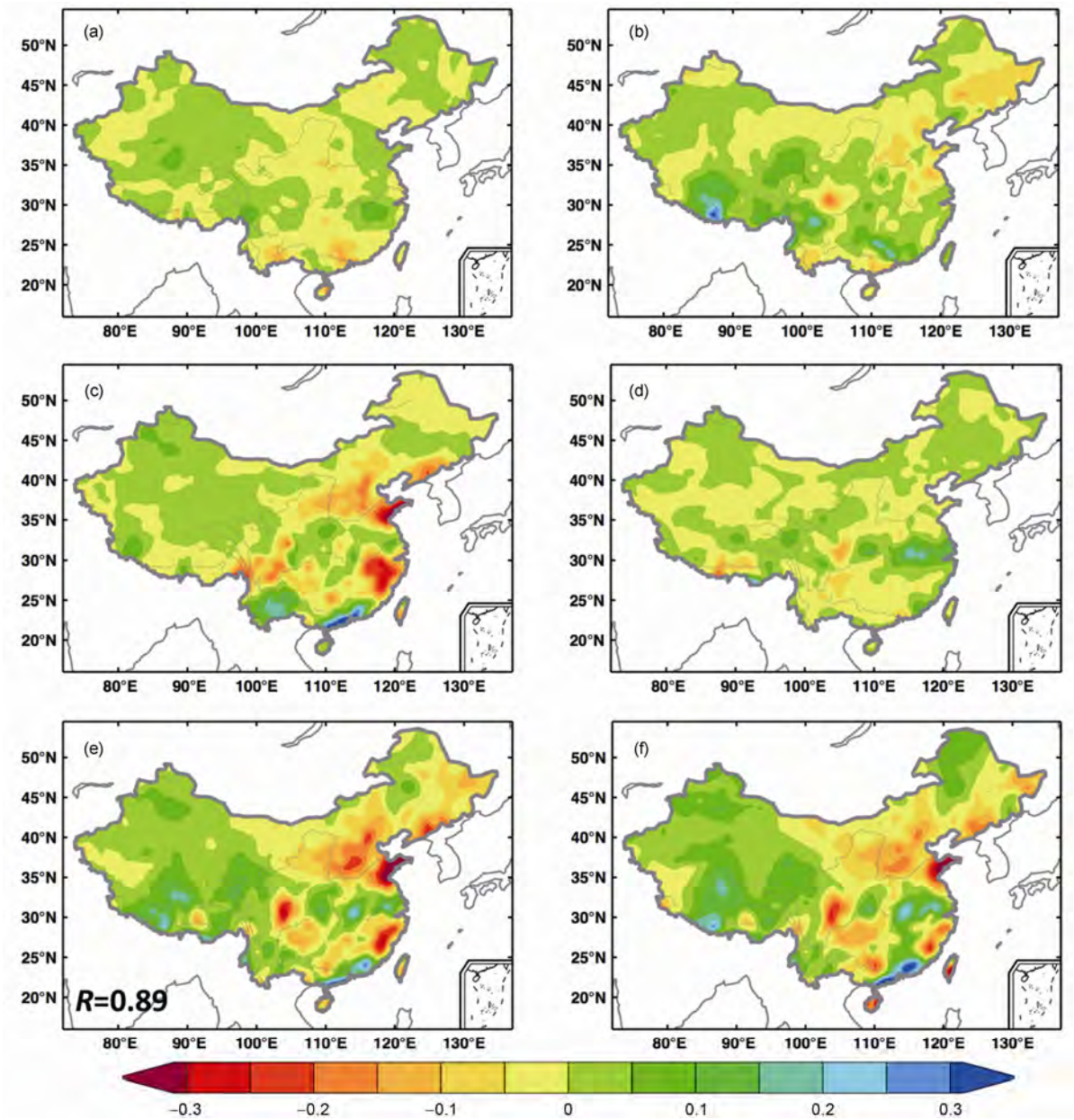


图 4 各外强迫因子对 ALL 试验中降水的历史变化的贡献
(f)为观测降水在两个时段的差值, (e)与(f)的相关系数为 0.89, 单位: mm/day

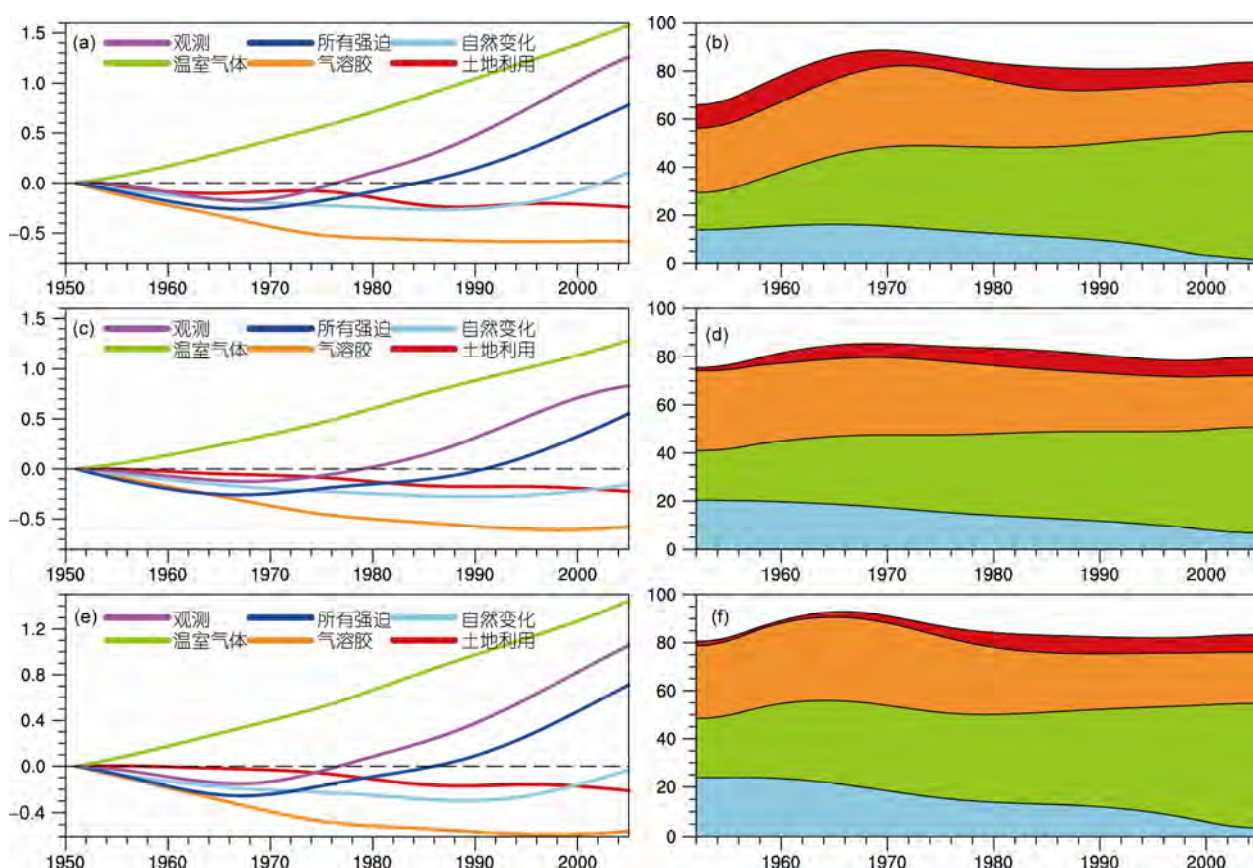


图5 各外强迫历史试验中区域年平均温度距平序列的长期非线性趋势(左列)以及各单因子外强迫(绝对值)相对于观测(Obs)的百分比(右列)

(a), (b) 干旱半干旱区温度变化, (c), (d) 湿润半湿润区温度变化, (e), (f) 整个中国区域温度变化. 在(b), (d), (f)中的白色区域为观测(Obs)与各外强迫试验结果之差. 左列单位: $^{\circ}\text{C}$; 右列单位: %

迫在年代际尺度上对不同区域平均观测气温和降水变化的影响, 我们基于EEMD方法分解得到了气温、降水长期变化的非线性趋势. 从不同区域年平均温度距平的非线性趋势变化来看(图5(a), (c)和(e)), 观测(Obs)与历史模拟试验(ALL)具有很好的一致性, 尽管模拟趋势的幅度略低于观测结果, 但二者自20世纪70年代中期均呈现出了明显的上升趋势, 表明CMIP5多模式对观测气温的非线性趋势特征具有很好的模拟能力. 毋庸置疑, GHG的强烈增温作用使得气温近乎呈线性增加, 而AA具有明显的降温冷却的作用, 但其降温幅度要小于GHG的增温幅度; Nat和LU也是微弱的降温作用, 且没有明显的趋势特征; 此外, LU的作用主要起始于20世纪70年代以后. 总的来说, 各种人类活动外强迫引起的气温变化在70年代之前较为缓慢, 之后迅速加快, 特别是GHG强迫

引起了气温的快速上升.

由于气候变化可视是为对各类外强迫的响应且这种响应具有线性可叠加性, 因此, 可以根据这种线性关系, 定量比较Nat, GHG, AA和LU及其他外强迫对观测气温(降水)非线性趋势变化影响强度的年代际变化特征, 其中正、负影响均具有等权重的贡献, 从而在整个计算过程中各单因子外强迫的贡献之和为100%. 利用这种方法可以看到(图5(b), (d)和(f)), 三个不同区域20世纪70年代以前气温变化主要受GHG, AA和Nat共同影响, 之后GHG逐渐成为主导因子, 其影响强度从开始的15%~24%最后增加至43%~53%, 而AA的影响强度从30%左右逐渐减少至20%, Nat的影响强度也是从开始的16%~24%逐渐减少至2%~7%. LU的影响强度在干旱半干旱区比较稳定, 始终维持在10%左右, 而在东部季风区是从1%

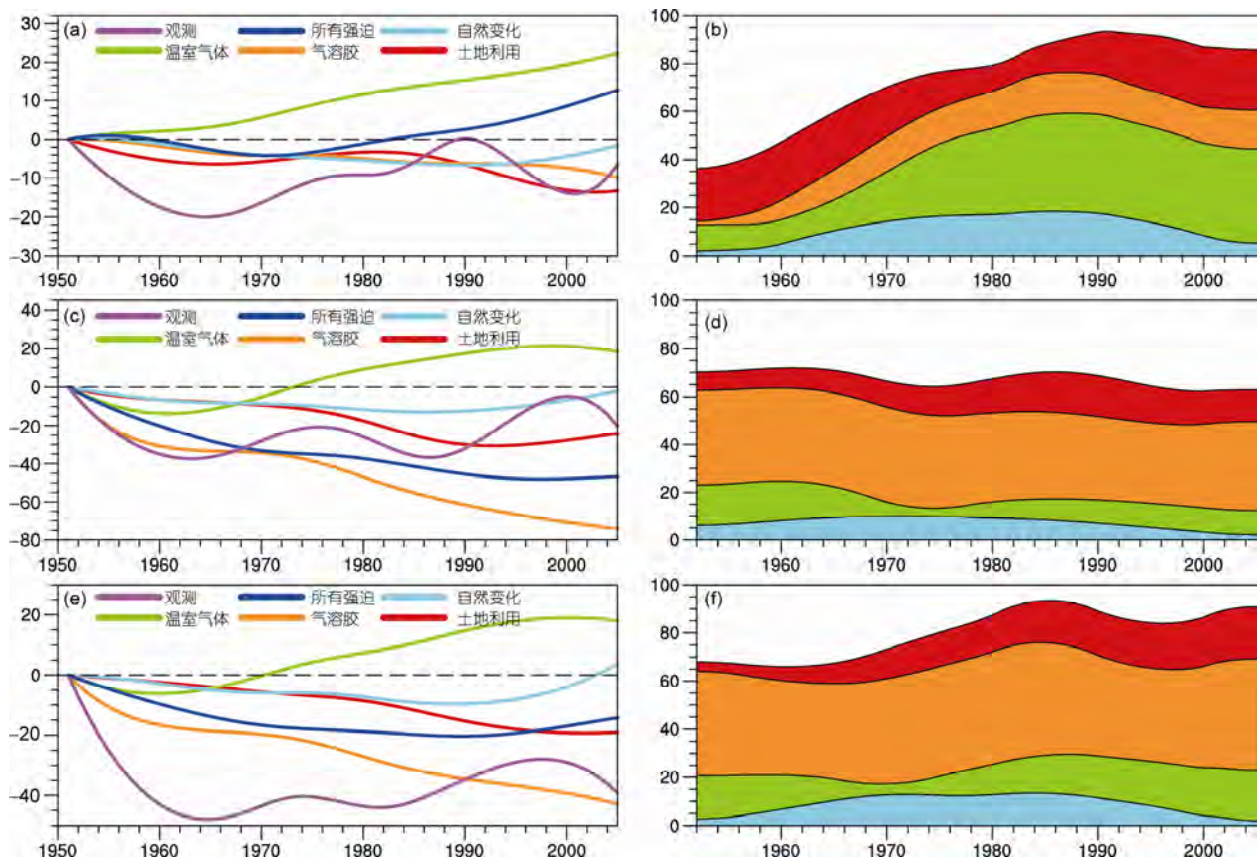


图6 各外强迫历史试验中区域年平均降水距平序列的长期非线性趋势(左列)以及各单因子外强迫(绝对值)相对于观测(Obs)的百分比(右列)

(a), (b) 干旱半干旱区温度变化, (c), (d) 湿润半湿润区温度变化, (e), (f) 整个中国区域温度变化. 在(b), (d), (f)中的白色区域为观测(Obs)与各外强迫试验结果之差. 左列单位: mm/a, 右列: %

逐渐增加至8%左右.

与对气温非线性变化趋势的模拟相比, CMIP5多模式对降水非线性趋势的模拟不仅与观测结果有明显的差异, 而且具有一定的区域差异. 从几个不同区域来看(图6(a), (c), (e)), 观测降水的非线性趋势基本上都呈现出一种准20年的周期振荡特征, 但干旱半干旱区最后一个准周期的位相与湿润半湿润区的结果是相反的. 多模式模拟的历史降水(ALL)的非线性趋势变化在干旱半干旱区和湿润半湿润区几乎是完全相反的, 其中干旱半干旱区降水从1965年左右开始逐渐增加, 而湿润和半湿润区降水从1951年开始减少至1990年以后逐渐平稳. 如前所述, 观测降水变化是气候系统内部自然变率(如ENSO)和外部强迫(自然+人为)共同作用的结果, 而多模式集合结果主要反映的是外强迫的信号. 因此, 观测与模拟之间这种

显著的差异是可以理解的. 从不同外强迫因子的模拟结果来看, GHG是降水增加的一个主要外强迫因素, 但这种作用在湿润半湿润区要晚于干旱半干旱区; AA引起降水的非线性变化趋势与GHG的结果基本是反向的, 特别是在湿润半湿润区有比较明显下降趋势(源于长江中下游南部地区降水显著减少); LU导致降水非线性趋势也是减少的, 尤其从20世纪80年代开始减少的幅度较大. 需要指出的是, 前面(3.1节)所分析的各种外强迫因子的贡献是相比于实际观测结果的一种相对变化, 与这里分析的非线性趋势本身的变化是不矛盾的.

类似地, 我们进一步分析了各种外强迫因子影响强度的年代际变化特征. 从干旱半干旱区来看(图6(b)), Nat的影响强度从20世纪50年代的2%逐渐增加至80年代的18%左右, 然后从1995年左右开始逐渐下

降至2005年的5%左右; GHG的影响强度从20世纪50年代的10%逐渐增加到80年代40%左右, 之后维持稳定; AA的贡献率从20世纪60年代中期开始一直维持在13%~17%, LU贡献率在大多数年代里均保持在20%左右. 与干旱半干旱区相比, GHG在湿润半湿润区的作用明显减弱(4%~17%), 各种外强迫的影响强度较为稳定, 其中AA的贡献相对较大(34%~40%), Nat引起的趋势变化较小, 对应影响强度相对较小其贡献率在10%以下(图6(d)). 对于整个中国区域而言(图6(f)), AA主导降水的非线性趋势变化(38%~51%), GHG和LU的影响强度接近, 二者的贡献率均在5%~21%.

总体而言, 20世纪后期气温和降水的非线性趋势变化主要受人类活动的作用, 其中20世纪70年代之前AA主导气温的趋势变化(28%~35%), 之后GHG的作用更为显著(31%~54%); 对于降水, GHG主导干旱半干旱区20世纪70年代之后的降水非线性趋势变化(27%~41%), 而AA的影响强度在湿润半湿润区和整个中国区域较大(34%~51%). 4种单因子外强迫对气温非线性趋势变化的贡献之和(66%~93%)大于对降

水的影响(36%~94%), 特别是在20世纪70年代之前.

4.3 检测和归因分析

基于多模式模拟结果和观测资料, 我们应用最优指纹(Optimal fingerprinting) 两信号分析法对中国区域过去60多年的气温、降水的长期变化进行了检测和归因分析. 图7给出的是1951~2005年间不同区域年平均气温的尺度因子及其5%~95%显著性区间. 若外强迫信号的尺度因子大于0, 且显著性区间不包括0, 则该外强迫的影响在观测变化中可测; 若尺度因子大于0, 且显著性区间不包括0但包含1, 则观测变化可归因为对应外强迫的作用. 如图7(a)所示, 3个不同区域的气温变化中均能清晰地检测到人类活动(Ant)的影响, 其中湿润半湿润的观测变化可归因为人类活动的作用; 与人类活动相比, 自然外强迫(Nat)的作用不可测(未通过5%的显著性检测). 由此可见, 20世纪后期, Ant对气温变化的影响能从Nat中区分出来, Ant能解释中国区域特别是湿润半湿润区年平均气温的变化. 将研究时段内各种外强迫引起的气温变化(各外强迫试验中的气温变化乘以相应的

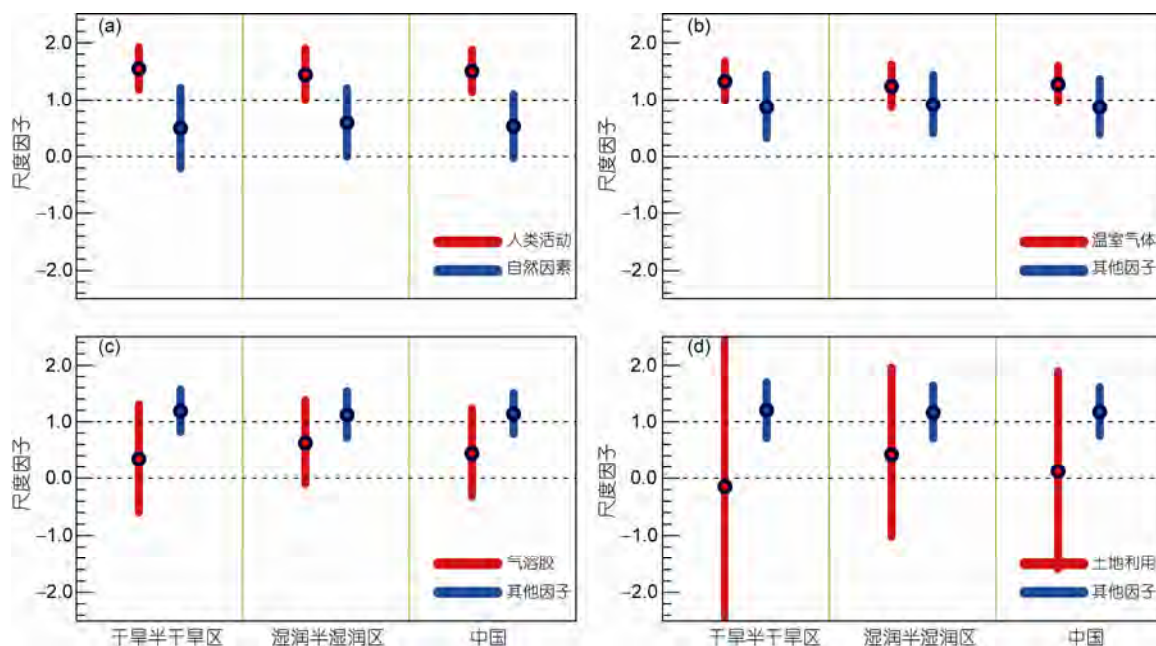


图7 年平均气温利用最优指纹法两信号分析得到的尺度因子(圆点)及其5%~95%显著性区间(竖线)

(a) 人类活动(Ant)和自然外强迫(Nat); (b) 温室气体(GHG)和除GHG外的其余外强迫(ALL-GHG); (c) 人类排放气溶胶(AA)和除AA外的其余外强迫(ALL-AA); (d) 土地利用(LU)和除LU外的其余外强迫(ALL-LU). 研究时段为1951~2005年, 从左至右依次为干旱半干旱区, 湿润半湿润区和整个中国区域的结果

表 3 在中国干旱半干旱区、湿润半湿润区以及整个中国区域各外强迫引起的气温历史变化及其相对于观测变化的百分比^{a)}

		干旱半干旱区(1.51℃)		湿润半湿润区(0.93℃)		中国区域(1.23℃)	
		变化(℃)	贡献率(%)	变化(℃)	贡献率(%)	变化(℃)	贡献率(%)
Ant vs. Nat	Ant	1.53	101.3	1	108.0	1.28	103.6
	Nat	-0.04	-2.5	-0.05	-5.6	-0.04	-3.5
GHG vs. ALL-GHG	GHG	2.13	140.8	1.67	179.9	1.89	153.4
	ALL-GHG	-0.61	-40.7	-0.74	-79.3	-0.66	-53.3
AA vs. ALL-AA	AA	-0.18	-11.8	-0.39	-42.0	-0.25	-20.6
	ALL-AA	1.69	111.9	1.31	140.9	1.48	120.3
LU vs. ALL-LU	LU	0.03	2.2	-0.11	-11.9	-0.03	-2.4
	ALL-LU	1.37	90.4	0.93	100.4	1.14	92.8

a) 各外强迫引起的气温变化是由该时段内各外强迫试验中的气温变化乘以相应的尺度因子(β , 图7)计算得到, 其中黑体表示在观测变化中能清晰地检测出该因子的影响(图7). 研究时段为1951~2005年

尺度因子)相对于观测变化的百分比视作该外强迫因子的相对贡献, 表3给出了不同区域各外强迫因子引起的气温变化及其相对贡献. 从表3可知, Ant引起的气温变化(1.0~1.53℃)远大于Nat造成的变化(-0.05~-0.04℃), 二者相对于观测(0.93~1.51℃)来说其贡献率分别为101.3%~108.0%和-5.6%~-2.5%.

利用最优指纹法分析各种单因子外强迫及除该因子之外的其余外强迫因子的联合作用(图7(b)~(d)). 由图7(b)可见, 不同区域中GHG的单独影响和除GHG以外的外强迫的联合作用对应的尺度因子均显著大于0, 即GHG的单独作用能从其余外强迫因子(Nat, AA和LU)的联合作用中区分出来. 同时, AA和LU的尺度因子相应的90%显著性区间均包含0, 而其余外强迫的尺度因子均显著大于0(图7(c)和(d)), 表明观测变化中不能显著地检测到AA和LU的单独作用, 而能清晰地检测到其他外强迫的共同作用. 结合表3可见, GHG使得20世纪后期气温增加1.67~2.13℃, 占观测变化的140.8%~179.9%; 其他外强迫因子的共同作用使得气温减少(-0.74~-0.61℃), 其贡献率为-79.3%~-40.7%. AA引起所有区域一致地降温(-0.39~-0.18℃), 而LU使得气温在干旱半干旱区略微增加(0.03℃), 湿润半湿润区及整个中国区域略微降低(-0.11℃, -0.03℃).

总的来说, 在20世纪后期气温的历史变化中, 仅有Ant能解释中国区域(103.6%)特别是湿润半湿润区(108%)年平均气温的变化. 对比各种人为外强迫可见, GHG在所有人类活动中起主导作用(140.8%~179.9%); 与其余外强迫因子的联合作用相比, 气温

历史变化中无法清晰地检测到AA和LU的单独作用. 与干旱半干旱区相比, AA在湿润半湿润区引起的降温冷却程度及相对贡献均较大, 而其他外强迫因子在该地区引起的气温变化较小相对贡献较大. 需要指出的是, 除了方法的不同外, 前面我们基于逐步回归方法估算的是近30年(1981~2005年)各外强迫因子的相对贡献, 而这里用最优指纹法检测的是近60年(1951~2005年)各外强迫因子的贡献, 二者在时间尺度上不一致的. 还需要指出的是, 应用最优指纹法检测的时间序列越长结果越可靠, 而对于10~30年的时间序列则不适用.

相比而言, 利用最优指纹法很难对中国区域的降水进行检测和归因研究, 发现所有结果均无法通过残余一致性检测. 如前所述, 这可能是因为观测降水的变化除了受人类活动和自然因素等外强迫的影响外, 气候系统内部变率(包括陆面过程变化、海温异常等)的作用也具有非常重要的贡献, 而多模式结果主要反映的降水变化对外强迫的响应信息, 加之模式本身对降水变化的模拟能力有限, 均可能导致无法对观测降水变化进行检测和归因分析.

5 结论

本文基于最新版本的观测资料(CRU-TS 3.22)和CMIP5多模式结果, 分别估算了太阳活动和火山喷发等自然因素以及人类活动(温室气体、气溶胶、土地利用)等外强迫对近几十年中国区域观测气温和降水变化的相对贡献, 并利用集合经验模态分解

(EEMD)的方法探讨了不同外强迫影响的非线性趋势和多年尺度特征,最后利用最优指纹法对20世纪后期的中国区域气候变化进行了检测和归因分析,得到以下主要结论.

相比观测气温在近30年的变化而言,温室气体(GHG)引起的增温幅度为观测变化的2~3倍(约235%~390%),气溶胶(AA)具有明显的冷却降温作用(-102%~-227%),自然因素外强迫(Nat)和土地利用(LU)的贡献也是10%~30%降温作用,特别是在青藏高原东部的降温作用比较明显;所有外强迫(Nat+GHG+AA+LU)可解释观测气温变化的94%~99%,其中人类活动(GHG+AA+LU)的贡献约为120%的增温作用.与对气温变化的贡献不同的是,AA和GHG是近几十年中国区域降水变化的主要外强迫因子,而Nat在西部干旱半干旱区降水变化中的作用也不容忽视;所有外强迫约可解释观测降水变化的65%~78%,其中Nat的贡献约为6%~17%,GHG的贡献约为21%,AA的贡献约为25%~33%,而LU的作用具有明显的区域差异,在干旱半干旱区的贡献不到2%,在东部季风区的贡献可达17%左右;AA是决定近几十年中国东部降水变化空间分布型的主要控制因子,而GHG对于东北、华北和四川盆地的干旱也具有一定的贡献.

从长期非线性趋势的变化来看,三个不同区域20世纪70年代以前气温变化主要受GHG、AA和Nat共同影响,之后GHG逐渐成为主导因子,其影响强度从开始的约20%最后增加至50%左右,而AA和Nat的影响强度逐渐降低.GHG是降水增加的一个主要外强迫因素,但这种作用在湿润半湿润区要晚于干旱半干旱区,是干旱半干旱区20世纪70年代之后的降水非线性趋势变化的主导因子(影响强度约为30%~40%);AA引起降水的非线性变化趋势与GHG的结果基本是反向的,特别是在湿润半湿润区有比较明显下降趋势(影响强度约为34%~40%);LU导致降水非线性趋势也是减少的,尤其从20世纪80年代开始减少的幅度较大(影响强度约20%);Nat的影响强度先增后减,在湿润半湿润区其影响相对较小(贡献率在10%以下).

从检测归因分析可见,在近60年观测气温的变化中,仅有Ant能解释中国区域特别是湿润半湿润区年平均观测气温的变化(108%).对比不同外强迫因

子的模拟结果可见, GHG的单独作用能从其余外强迫因子的共同作用中区分出来(贡献率约为141%~180%);与其余外强迫因子的联合作用相比,气温历史变化中无法清晰地检测到AA和LU的单独作用.相对于气温的归因检测,降水的信噪比较低,所有结果均未通过残余一致性检测,因而无法进行有意义的对比分析.这是因为,一方面降水时空变率大,观测资料时空分布的不均一性会影响对观测降水估算的可靠性;另一方面,气候模式本身亦存在着较大的不确定性,对主要物理、化学和生物过程的描述尚不完善,对于观测气溶胶及其辐射效应、云物理过程等的模拟还存在一定问题,模式中降水对外强迫的响应存在较大不确定性.如果能让模拟的降水变化与观测更为接近,就要想办法消除掉这些模式误差.

总的来看,中国区域气温的变化在20世纪前期主要受自然因素外强迫的影响,而20世纪后期以来主要是人类活动的结果.这与已有的研究结果是完全吻合的.但对于中国区域降水的变化来说,通过一种线性回归的方法来估算不同外强迫的相对贡献还存在一定的不确定性.除了人类活动和自然因素等外强迫的影响外,气候系统内部变率包括陆面过程变化、海温异常等对降水变化的作用也不容忽视.因此,如何从观测资料中把气候系统内部变率的影响和贡献区分出来对于降水变化的检测和归因分析将具有重要意义,而且对于提高模式的模拟和预估能力也有一定的借鉴价值.此外,尽管本文的这些结论主要是基于耦合模式的模拟结果,还存在着一定的不确定性,但希望能够为决策部门以及生态系统和水资源脆弱性和风险评估提供气候变化背景和科学依据.

致谢 非常感谢两名审稿人的评审意见,他们的意见和建议对于本文的进一步修改和完善起到了非常大的帮助.感谢文中表1所示的CMIP5各模式组提供试验数据,感谢法国国家气象研究中心Aurélien Ribes教授提供最优指纹法计算程序.

参考文献

- 巢清尘, 周波涛, 孙颖, 张永香, 黄磊. 2014. IPCC气候变化自然科学认知的发展. 气候变化研究进展, 10: 7-13
- 陈活泼. 2013. CMIP5模式对21世纪末中国极端降水事件变化的预

- 估. 科学通报, 58: 743–752
- 陈晓晨, 徐影, 许崇海, 姚遥. 2014. CMIP5全球气候模式对中国地区降水模拟能力的评估. 气候变化研究进展, 10: 217–225
- 符淙斌, 马柱国. 2008. 全球变化与区域干旱化. 大气科学, 32: 752–760
- 华文剑, 陈海山, 李兴. 2015. 未来土地利用变化影响中国区域气候的数值模拟. 中国科学: 地球科学, 45: 1034–1042
- 郭彦, 董文杰, 任福民, 赵宗慈, 黄建斌. 2013. CMIP5模式对中国年平均气温模拟及其与CMIP3模式的比较. 气候变化研究进展, 9: 181–186
- 李春香, 赵天保, 马柱国. 2014. 基于CMIP5多模式结果评估人类活动对全球典型干旱半干旱区气候变化的影响. 科学通报, 59: 2972–2988
- 李振朝, 韦志刚, 吕世华, 韩博, 李锁锁, 奥银焕, 陈昊. 2013. CMIP5部分模式气温和降水模拟结果在北半球及青藏高原的检验. 高原气象, 32: 921–928
- 《气候变化国家评估报告》编写委员会. 2007. 气候变化国家评估报告. 北京: 科学出版社. 80–105
- 秦大河, Stocker T, 259名作者和TSU(驻泊尔尼和北京). 2014. IPCC第五次评估报告第一工作组的亮点结论. 气候变化研究进展, 10: 1–6
- 孙颖, 尹红, 田沁花, 胡婷, 石英, 刘洪滨, 周波涛. 2013. 全球和中国区域近50年气候变化检测归因研究进展. 气候变化研究进展, 9: 235–245
- 王绍武, 罗勇, 赵宗慈, 闻新宇, 黄建斌. 2012. 气候变暖的归因研究. 气候变化研究进展, 8: 308–312
- 吴国雄, 李占清, 符淙斌, 张小曳, ZHANG RenYi, 张人禾, 周天军, 李建平, 李剑东, 周德刚, 武亮, 周连童, 何编, 黄荣辉. 2015. 气溶胶与东亚季风相互影响的研究进展. 中国科学: 地球科学, 45: 1609–1627
- 赵天保, 陈亮, 马柱国. 2014. CMIP5多模式对全球典型干旱半干旱区气候变化的模拟与预估. 科学通报, 59: 1148–1163
- 周天军, 李立娟, 李红梅, 包庆. 2008. 气候变化的归因和预估模拟研究. 大气科学, 32: 906–922
- Allen M R, Stott P A. 2003. Estimating signal amplitudes in optimal fingerprinting, Part I: Theory. Clim Dyn, 21: 477–491
- Chadwick R, Boutle I, Martin G. 2013. Spatial patterns of precipitation change in CMIP5: Why the rich do not get richer in the tropics. J Clim, 26: 3803–3822
- Christidis N, Stott P A, Hegerl G C, Betts R A. 2013. The role of land use change in the recent warming of daily extreme temperatures. Geophys Res Lett, 40: 589–594
- Dai A. 2013. Increasing drought under global warming in observations and models. Nat Clim Change, 3: 52–58
- Elguindi N, Grundstein A, Bernardes S, Turuncoglu U, Feddema J. 2013. Assessment of CMIP5 global model simulations and climate change projections for the 21 st century using a modified Thornthwaite climate classification. Clim Change, 122: 523–538
- Harris I, Jones P D, Osborn T J, Lister D H. 2013. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations-the CRU TS3.10 Dataset. Int J Clim, 34: 623–642
- Hasselmann K. 1997. Multi-pattern fingerprint method for detection and attribution of climate change. Clim Dyn, 13: 601–611
- Huang D Q, Zhu J, Zhang Y C, Huang A N. 2013. Uncertainties on the simulated summer precipitation over Eastern China from the CMIP5 models. J Geophys Res, 118: 9035–9047
- Huang N E, Wu Z. 2008. A review on Hilbert-Huang transform: Method and its applications to geophysical studies. Rev Geophys, 46: RG2006, doi: 10.1029/2007RG000228
- IPCC. 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. In: Stocker T F, Qin D, Plattner G K, Tignor M, Allen S K, Boschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V, Midgley P M, eds. Cambridge and New York: Cambridge University Press. 1535
- Li C X, Zhao T B, Ying K R. 2015. Effects of anthropogenic aerosols on temperature changes in China during the twentieth century based on CMIP5 models. Theor Appl Climatol, doi: 10.1007/s00704-015-1527-6
- Liu Y H, Feng J M, Ma Z G. 2013. An analysis of historical and future temperature fluctuations over China based on CMIP5 simulations. Adv Atmos Sci, 31: 457–467
- Polson D, Hegerl G C, Zhang X, Osborn T J. 2013. Causes of robust seasonal land precipitation changes. J Clim, 26: 6679–6697
- Ribes A, Terray L. 2013. Application of regularised optimal fingerprint to attribution. Part II: Application to global near-surface temperature. Clim Dyn, 41: 2837–2853
- Santer B D, Painter J F, Bonfils C, Mears C A, Solomon S, Wigley T M L, Gleckler P J, Schmidt G A, Doutriaux C, Gillett N P, Taylor K E, Thorne P W, Wentz F J. 2013. Human and natural influences on the changing thermal structure of the atmosphere. Proc Natl Acad Sci USA, 110: 17235–17240
- Schneider U, Becker A, Finger P, Meyer-Christoffer A, Ziese M, Rudolf B. 2013. GPCC's new land surface precipitation climatology based on quality-controlled *in situ* data and its role in quantifying the global water cycle. Theor Appl Climatol, 115: 15–40
- Sun Y, Zhang X B, Zwiers F W. 2014. Rapid increase in the risk of extreme summer heat in Eastern China. Nat Clim Change, 4: 1082–1085
- Taylor K E, Stouffer R J, Meehl G A. 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design. Bull Amer Meteorol Soc, 93: 485–498
- Wen H Q, Zhang X, Xu Y, Wang B. 2013. Detecting human influence on extreme temperatures in China. Geophys Res Lett, 40: 1171–1176
- Wilcox L J, Highwood E J, Dunstone N J. 2013. The influence of anthropogenic aerosol on multi-decadal variations of historical global climate. Environ Res Lett, 8: 24–33
- Wu P, Christidis N, Stott P. 2013. Anthropogenic impact on Earth's hydrological cycle. Nat Clim Change, 3: 807–810
- Wu R G, Chen J P, Wen Z P. 2013. Precipitation-surface temperature

- relationship in the IPCC CMIP5 Models. *Adv Atmos Sci*, 30: 766–778
- Wu Z, Huang N E. 2009. Ensemble empirical mode decomposition: A noise-assisted data analysis method. *Adv Adapt Data Anal*, 1: 1–41
- Xu Y, Xu C H. 2012. Preliminary assessment of simulations of climate changes over China by CMIP5 multi-models. *Atmos Ocn Sci Lett*, 5: 489–494
- Yao Y, Luo Y, Huang J B, Zhao Z C. 2013. Comparison of monthly temperature extremes simulated by CMIP3 and CMIP5 Models. *J Clim*, 26: 7692–7707
- Zhang X B, Wan H, Zwiers F W, Hegerl G C, Min S K. 2013. Attributing intensification of precipitation extremes to human influence. *Geophys Res Lett*, 40: 5252–5257
- Zhang X, Zwiers F W, Hegerl G C, Lambert F H, Gillett N P, Solomon S, Stott P A, Nozawa T. 2007. Detection of human influence on 20th century precipitation trends. *Nature*, 448: 461–465
- Zhang X, Zwiers F W, Stott P A. 2006. Multimodel multisignal climate change detection at regional scale. *J Clim*, 19: 4294–4307