

近千年中国东部夏季气候百年尺度变化的模拟分析

王红丽^{①②}, 刘健^{①*}, 王志远^{①②}, 王苏民^①, 况雪源^③

① 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 湖泊与环境国家重点实验室, 南京 210008;

② 中国科学院研究生院, 北京 100049;

③ 南京大学大气科学学院, 南京 210093

* 联系人, E-mail: jianliu@niglas.ac.cn

2011-01-20 收稿, 2011-04-27 接受

中国科学院战略性先导科技专项(XDA05080800)、国家重点基础研究发展计划(2010CB950102, 2010CB833404, 2011CB403301)、国家自然科学基金(40871007, 40890054)和中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-337)资助

摘要 利用全球海气耦合模式 ECHO-G 近千年积分模拟试验结果, 通过 Lanczos 滤波器滤去 100 年以下的年际-年代际变化信号, 保留百年尺度的气候变化信息, 分析了近千年来中国东部夏季气候在百年尺度上的时空变化特征并探讨了影响其变化的主要原因. 结果表明: (1) 近千年中国东部经历了暖-冷-暖 3 个阶段, 由暖期进入冷期相对由冷期进入暖期缓慢, 暖期降水多冷期降水少, 降水的峰谷变化滞后于温度. 有效太阳辐射和太阳辐照度分别是影响温度和降水变化最显著的因子, 现代暖期之前火山活动的增强对极端低温的出现有明显影响, 火山活动与降水在 1400 AD 之前为正相关, 在 1400 AD 之后为负相关, 温室气体浓度与现代暖期温度和降水有一致的变化趋势. (2) 温度的百年尺度与年际-年代际尺度的第一特征向量的空间分布型都为全区一致分布, 高纬的变率大于低纬, 这一分布型主要受有效太阳辐射和温室气体的共同影响. 降水第一特征向量的空间分布型在百年尺度与年际-年代际尺度上存在着显著差别, 百年尺度为全区一致的分布, 而在年际-年代际尺度上长江和黄河中下游与其两侧的区域呈反相分布, 太阳辐照度和温室气体共同影响了降水百年尺度上的这一空间分布型.

关键词

近千年
中国东部
Lanczos 滤波
百年尺度
夏季气候

古气候变化的研究对了解现代及未来气候具有重要的借鉴意义, 由于其重要作用, 已被 IPCC 第五次报告定为其中的第五章. 基于地质记录的气候变化研究注重万年或千年时间尺度, 由于长度的限制器测资料多关注年际-年代际尺度的气候变化, 因此近千年是研究百年尺度气候变化, 并将地质记录与器测资料衔接的一个关键时段. 目前, 研究者在全球不同区域运用多种代用指标^[1-3]以及气候模式^[4]对近两千年特别是近千年来的全球、半球或区域性的气候变化进行了研究, 这些研究更多关注温度的变化.

气候变化对中国东部的可持续发展有较大影响, 对历史气候变化的研究有助于更好地了解该地区气候的发展变化过程与机理, 进而对预测未来气候变

化趋势提供科学依据. 目前对该区域历史气候变化的研究已迅速展开, 通过文献记载、石笋、树轮、冰芯及湖泊沉积等多种代用资料重建了多条长度在 1000~2650 年之间分辨率也有所不同的温度序列^[5-9]以及反映降水变化的旱涝等级序列^[10-12]或降水量序列^[13-16]. 不同代用资料具有空间不均匀性, 分辨率也具有较大差异, Ge 等人^[17]通过比较中国区域多条重建温度序列认为各序列在 16 世纪之后具有较好的一致性, 而在此前不确定性较大.

通过代用资料重建历史气候已取得许多有意义的成果, 但重建序列存在一定程度的时空局限性, 阻碍了研究者系统地了解一个区域的气候时空变化及气候系统演变的内部动力学过程, 气候模式可以在

一定程度上弥补重建资料的不足,依据模拟结果可从动力学角度加深理解历史气候变化的机制,并且为难以通过重建手段获得气候资料的区域提供气候信息获取的可能.目前已有多个研究机构在发展全球气候模式并应用于千年气候变化研究^[4,18-20],研究者利用模拟结果对中国区域近千年来气候变化的研究已取得初步成果^[21-23].

利用 ECHO-G 模拟资料已开展了中国区域过去 500 年^[24]和中国东部过去 1000 年的温度研究^[25],对过去 1000 年全球^[26]和东亚夏季风^[27]降水的研究以及南北半球温度和降水变化的比较^[28],上述通过模拟资料对过去 1000 年气候变化的研究中没有特别针对中国东部区域夏季温度和降水百年尺度的研究.本文的主要目的在于:(1)了解近千年中国东部地区夏季温度和降水百年尺度的时空特点与规律,其在空间分布上百年尺度与年际-年代际尺度是否存在差异;(2)温度和降水如何响应于外强迫变化以及影响其变化的主要原因是什么.

1 资料简介

全球海气耦合模式 ECHO-G^[29]真实强迫条件下的千年积分模拟试验结果,包括降水和温度月平均资料,起止年代为 1000~1990 AD,空间分辨率近似为 $3.75^{\circ}\times 3.75^{\circ}$,采用的强迫条件包括随时间变化的太阳辐照度、火山活动和温室气体浓度(包括 CO_2 和 CH_4).其中,太阳辐照度由太阳黑子和大气中的宇宙射线同位素求出^[30],火山灰的辐射效应由格陵兰不同冰芯中硫化物浓度估算^[31],然后在大气环流模式的有关计算中将太阳辐照度和火山活动转换成有效太阳辐射变化,大气中 CO_2 与 CH_4 浓度由南极冰芯资料获得^[32,33].

该模式的模拟结果在中国区域已经经过了较为细致的验证,模式成功再现了观测及重建资料所体现的中国区域近千年温度^[24,25]和降水^[27,34]的主要时空变化.下面以上述资料经过 Lanczos 滤波后的结果进行诊断分析,该滤波器能够极大地降低吉布斯振荡对滤波序列的影响^[35].

2 近千年中国东部夏季气候变化的特征

本文的研究区域选取 $105^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$, $20^{\circ}\sim 55^{\circ}\text{N}$,该区域位于东亚季风区,由于长江中下游 5 月就开始进入季风降水季节,因此,选取 5~8 月的平均降水量作

为夏季降水,为了分析对比的一致性,夏季温度也采用 5~8 月的平均值.所有气候序列均采用 Lanczos 低通滤波器滤去 100 年以下的年际-年代际变化信号,保留百年尺度的气候变化信息(下文简称“滤波序列”).由于滤波后的端点效应使得序列首尾两端数据的部分信息丢失,因此将滤波后的序列前后各去掉 30 年以避免端点效应的影响,所以用于诊断分析的滤波序列长度为 931 年(1030~1960 AD).

2.1 温度及降水随时间变化的特征及其对外强迫的响应

近千年中国东部夏季温度(图 1(a)实线)从整体变化趋势上来看一共经历了 5 次冷暖交替(图 1 中竖直线表示暖期,点线表示冷期),与中国东部 3 个区域重建的百年尺度温度序列对比(文献[17]图 3),其变化的趋势基本一致.根据温度变化将近千年中国东部分为 3 个主要阶段:(1)中世纪暖期(1030~1250 AD),此阶段最温暖的时期在 12 世纪上半叶,竺可桢^[36]先生以及 Ge 等人^[37]的研究认为该区域 12 世纪冬季较寒冷,我们分析模拟资料的冬季温度也发现(图略),12 世纪中期冬季温度是近千年几个低温之一,说明此阶段冬夏温差较大.(2)小冰期(1250~1850 AD),此阶段有 3 次温度超过零值线的时期但占据时间相对较短,以冷期控制为主,有 3 次较冷时期,分别在 15, 17 及 19 世纪,寒冷持续最长时段在 17 世纪,与冬季温度变化基本一致.(3)现代暖期(1850~1960 AD),温度的变化趋势与器测资料反映的年代际变化的持续增温表现一致^[38],在 1920 AD 左右迅速超过了中世纪暖期的最高温度.从中世纪暖期末期(1250 AD)到小冰期的鼎盛时期(1550 AD)经历了 2 次冷暖震荡的波动过程,持续了约 350 年,而由小冰期盛期的末期(1730 AD)向现代暖期(1850 AD)的转变用时则相对较短,大概为 120 年,说明由暖期进入冷期相对由冷期进入暖期缓慢.

为了探讨外强迫对温度变化的影响,将温度与外强迫因子(太阳辐照度、火山活动、有效太阳辐射和 CO_2 浓度)的滤波序列(图 1(b)~(d))进行比较,发现太阳辐照度影响温度变化的基本趋势,二者的相关系数为 0.604,通过了 99% 的信度检验(滤波序列的自由度根据闫昊明等人^[39]的方法计算得出,下同).温度与火山活动的相关系数为 0.497,通过 95% 的信度检验,从图 1(a)和(c)可以看出,在现代暖期之前火山

活动对极端低温的出现有重要影响,火山活动在5次低温期都出现不同程度的增强,特别是1820 AD左右的降温主要是由火山活动引起的^[40].有效太阳辐射是温度变化最显著的影响因素,二者的相关系数达到了0.749,通过99%的信度检验,从图1(a)和(d)可以看出,上述5次温度的高(低)值阶段均对应着有效太阳辐射的高(低)值时期.但在1630 AD左右,出现了与前述不一致的变化趋势(图1中竖直长虚线),此时有效太阳辐射强度与1530 AD左右基本一致,但温度却出现了较大的差异,从此阶段温室气体的含量变化来看,CH₄含量变化幅度不大(图略),但CO₂含量在此阶段出现了降低(图1(e)),这可能起到了一定作用.1920 AD后有效太阳辐射强度低于12世纪初,但温度却明显超过12世纪初的温暖阶段,温室气体在现代暖期的变化非常明显,与现代暖期的温度迅速上升趋势相一致.我们结合中世纪暖期温度变化情况估计,温室气体对该区域20世纪的增温有相当重要的影响.

在中世纪暖期、小冰期和现代暖期的转变过程中,伴随着降水几乎同步的转变(图1(a)),温度和降水在中世纪暖期和小冰期同位相和反位相变化过程均有发生,但在中世纪暖期和小冰期的鼎盛时期以及现代暖期均为同位相变化.暖期降水多冷期降水少,两

个暖期降水变幅都比小冰期明显,中世纪暖期降水振幅最大,降水最多(12世纪)和最少(11世纪)的时期都出现在这一阶段;小冰期降水减少且变幅较小,其中有3次较为干旱的阶段,16世纪在这3次干旱中程度最轻;现代暖期降水比小冰期增多.近千年也有5次降水的峰谷变化,但其略滞后于温度的峰谷变化,在1250 AD之前约滞后30年,在1400~1900 AD约滞后70年,这可能与外强迫的变化首先导致温度场的变化,然后影响水的相变从而导致水循环过程的变化有关.15世纪初、17世纪中期及18世纪前期出现的降水轻微增多阶段,这与Zhen等人^[12]的研究在变化幅度上有差异,但出现时期基本一致.

近千年降水与太阳辐照度的相关系数为0.579,通过99%的信度检验,降水与太阳辐照度的变化趋势除了在1400~1500 AD不一致,其余时段为太阳辐照度强(弱),降水多(少)(图1(a)和(b));在奥特极小期降水的减少略滞后于太阳辐照度的减弱及火山活动的增强,此阶段降水在近千年最少,这可能与太阳辐照度在不同的极小值期对降水的不同影响有关^[41].火山活动与降水(图1(a)和(c))在1400 AD之前为正相关,火山活动强(弱),降水少(多),在1400 AD之后二者表现为相反的趋势,火山活动强(弱),降水多(少).受火山活动在1400 AD左右与降水相关关系改变的影响,降水与有效太阳辐射的相关系数为0.481,通过95%的信度检验(图1(a)和(d)),比降水与太阳辐照度的相关程度降低.在现代暖期,降水与温室气体都呈上升的变化趋势,但降水变化的程度不及温室气体剧烈.

2.2 温度和降水空间分异及其对外强迫的响应

上文分析了中国东部近千年来夏季平均温度和降水在时间上的变化特征,下面将通过滤波序列的标准化距平场进行经验正交函数分解(EOF)来分析其在空间上的变化.根据North等人^[42]的EOF分解的特征值样本误差估计方法检验,发现温度和降水前两个特征向量场是能够被独立区分的,因此以这两个特征向量场来分析中国东部近千年来夏季温度及降水场百年尺度的空间变化规律.

由于采用标准化距平场进行EOF分解,因此,空间分布型代表了温度及降水的变率结构,其等值线代表变率的大小^[43].温度第一特征向量场方差贡献占总方差的85.59%,所占比例较大,空间分布型(图2(a))

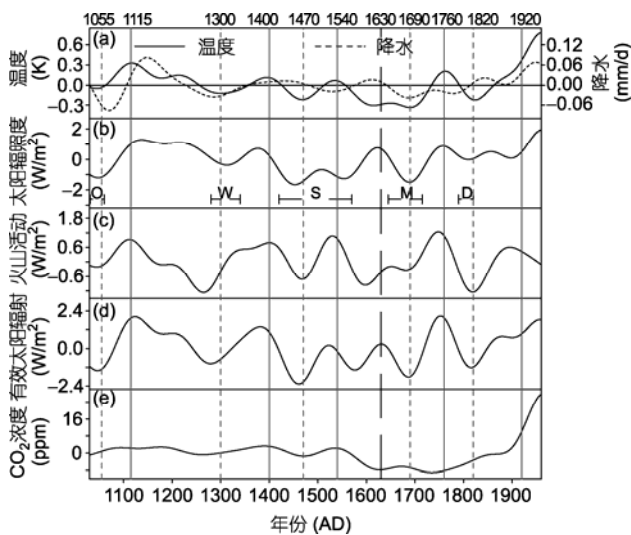


图1 近千年中国东部夏季气候变化与外强迫因子序列的百年尺度变化

(a) 夏季温度和降水; (b) 太阳辐照度; (c) 火山活动; (d) 有效太阳辐射; (e) CO₂浓度. (b)中“O”, “W”, “S”, “M”和“D”分别指奥特(Oort)、沃尔夫(Wolf)、斯波勒(Spörer)、蒙德(Maunder)和道尔顿(Dalton)太阳黑子极小期

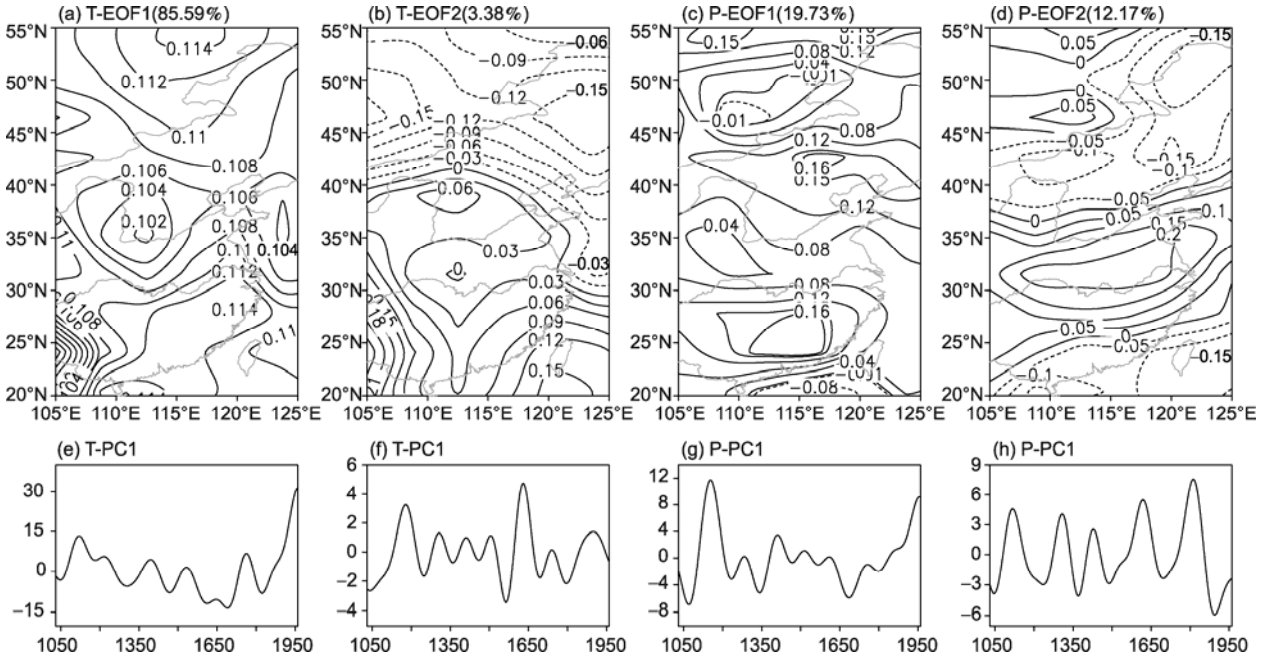


图 2 近千年中国东部夏季平均温度及降水滤波序列标准化距平场 EOF 分解前 2 个特征向量的空间分布型 ((a)~(d))及时间序列((e)~(h))

“T”、“P”和“PC”分别指温度(temperature)、降水(precipitation)和温度及降水主成分(principal component)的时间序列

呈全区一致分布,正值中心分别位于 110°~115°E 的黄河中下游区域以及 55°N 附近,整体来看高纬的温度变率比低纬大,东部大部分地区比西部大;第二特征向量的方差贡献很小,仅占总方差的 3.38%,其空间分布型(图 2(b))与第一特征向量场有较大差异,大致以 41°N 为界分为南北两部分,并呈南正北负分布,在 110°~115°E 的黄河中下游有一正值中心,在 47°N 的中国东北地区有一负值中心.温度前两个特征向量场的空间分布型说明中国东部夏季温度在百年尺度上以全区冷暖变化一致为主要特征,高纬地区的温度变化更明显;还具有东北与东部大部分地区反相的分布型态,但这一分布型出现的几率很小.

降水第一特征向量场方差贡献占总方差的 19.73%,从图 2(c)可见,空间分布上仅在南部的海上及北部国境之外出现两处较小的呈反相分布的区域,所以整个中国东部陆地上的降水呈全区变化一致的分布,低纬降水变率较大,最大的正值中心在长江中下游的南部区域,说明此处是中国东部夏季降水变率较大的区域.第二特征向量场方差贡献占总方差的 12.17%,空间分布型(图 2(d))呈南北“负-正-负”分布,这 3 个区域的陆地上的降水变率没有明显差异,正值中心在长江中下游地区.降水前两个特征向量

场的空间分布型说明中国东部夏季降水以近似全区一致的分布型态为主,还具有长江黄河中下游地区与其南北两侧反相的分布型,这两种空间分布型都体现了低纬的降水变化更明显.

对采用 Lanczos 高通滤波器^[35]滤去百年以上变化的温度和降水序列进行 EOF 分解(图略),发现该区域温度的百年尺度与年际-年代际尺度的第一特征向量的空间分布型比较一致,都为全区一致的分布.降水的模拟资料以及器测资料^[44]的分析结果均表明在年际-年代际上,中国东部的降水第一模态的空间分布是长江和黄河中下游与其两侧的区域是反相的,这种分布型与百年尺度上降水的第一模态的全区一致分布有显著差异,但与百年尺度第二模态的空间分布相似,说明降水在百年尺度上与年际-年代际尺度空间分布存在着差别, Liu 等人^[27]在研究东亚季风降水的纬度依赖性中发现,亚热带和热带外地区百年尺度降水为同相位变化且对有效太阳辐射的响应一致,有效太阳辐射是导致百年尺度与年际-年代际尺度降水第一特征向量空间分布不一致的主要原因.

通过计算 EOF 分解的百年尺度温度和降水的时间序列(PC)与外强迫之间的相关系数(表 1),可以看出温度第一特征向量的空间分布受太阳辐照度、火山

表1 EOF分解的时间序列(图2(e)~(h))与外强迫因子之间的相关系数^{a)}

	因子	太阳辐照度	火山活动	有效太阳辐射	CO ₂ 浓度
温度	PC1	0.629**	0.464*	0.75**	0.788**
	PC2	0.39*	0.031	0.32	0.008
降水	PC1	0.525**	0.16	0.497*	0.552**
	PC2	0.072	-0.281	-0.104	-0.351*

a) **表示通过99%信度检验,*表示通过95%信度检验

活动和温室气体的共同作用,第二特征向量的空间分布型主要受太阳辐照度的影响,由于其空间分布区域上的差异,东北地区的温度与太阳辐照度是负相关其余地区正相关.降水第一特征向量的空间分布型受太阳辐照度和温室气体含量的影响,第二特征向量的空间分布主要受温室气体含量的影响,结合其空间分布区域上的差异(图2(d)),温室气体与长江黄河中下游地区负相关而与其余地区正相关.

3 结论与讨论

通过Lanczos滤波方法提取出近千年来模拟气候序列的百年尺度的变化信息,分析了近千年来中国东部夏季温度及降水在百年尺度上的时空变化特征,并探讨了外强迫对该地区气候变化的影响,主要结果如下:

(1) 近千年经历了暖-冷-暖3个阶段,由暖期进入冷期相对由冷期进入暖期缓慢,12世纪冬夏温度变化有差异.有效太阳辐射是影响温度变化最显著

的因子,有效太阳辐射强(弱),温度高(低);太阳辐照度影响温度的主要变化趋势;在现代暖期之前火山活动对极端低温的出现有影响;温室气体对现代暖期的增温起着相当重要的作用,这一现象还有待其他模拟结果的比较验证.

(2) 降水变化在两个暖期变幅较小冰期明显,暖期降水多冷期降水少,降水的峰谷变化略滞后于温度.太阳辐照度对降水的影响最显著,太阳辐照度强(弱),降水多(少);火山活动与降水在1400 AD之前为正相关,在1400 AD之后为负相关,火山活动对降水的影响出现改变的原因以及现代暖期温室气体对降水的影响需要进一步研究.

(3) 温度的百年尺度与年际-年代际尺度的第一特征向量的空间分布型比较一致,全区冷暖变化一致,高纬的变率大于低纬,这一分布型主要受有效太阳辐射和温室气体的共同影响;第二特征向量的空间分布型是东北与东部其余地区反相分布,这一分布型出现的几率很小,主要受太阳辐照度变化的影响.

(4) 降水第一特征向量的空间分布型在百年尺度与年际-年代际尺度上存在着差别,百年尺度为全区一致增多或减少的分布,这一分布型主要受太阳辐照度和温室气体的共同影响,年际-年代际尺度上为长江和黄河中下游与其两侧的区域反相分布,这与百年尺度的第二特征向量的空间分布型相似,百年尺度第二特征向量空间分布型主要受温室气体的影响,而外强迫的影响在区域上的差异,则需要进一步研究.

致谢 感谢德国 Helmholtz-Zentrum Geesthacht 海岸研究所 Eduardo Zorita 博士提供了模拟资料.

参考文献

- 1 Jones P D, Mann M E. Climate over past millennia. *Rev Geophys*, 2004, 42: 1-42
- 2 Ljungqvist F. Temperature proxy records covering the last two millennia: A tabular and visual overview. *Geografiska Annaler: Series A, Phys Geogr*, 2009, 91: 11-29
- 3 Mann M E. Climate over the past two millennia. *Ann Rev Earth Planet Sci*, 2007, 35: 111-138
- 4 Min S-K, Legutke S, Hense A, et al. Internal variability in a 1000-yr control simulation with the coupled climate model ECHO-G-I. Near-surface temperature, precipitation and mean sea level pressure. *Tellus*, 2005, 57A: 605-621
- 5 Tan M, Liu T S, Hou J Z, et al. Cyclic rapid warming on centennial-scale revealed by a 2650-year stalagmite record of warm season temperature. *Geophys Res Lett*, 2003, 30: 1617-1620
- 6 Yang B, Braeuning A, Johnson K R. General characteristics of temperature variation in China during the last two millennia. *Geophys Res Lett*, 2002, 29: 38-31
- 7 Zhang P Z, Cheng H, Edwards R L, et al. A test of climate, sun, and culture relationships from an 1810-year Chinese cave record. *Science*, 2008, 322: 940-942

- 8 葛全胜, 郑景云, 方修琦, 等. 过去 2000 年中国东部冬半年温度变化. 第四纪研究, 2002, 22: 166–173
- 9 王绍武, 闻新宇, 罗勇, 等. 近千年中国温度序列的建立. 科学通报, 2007, 52: 958–964
- 10 张德二, 刘传志, 江剑民. 中国东部 6 区域近 1000 年干湿序列的重建和气候跃变分析. 第四纪研究, 1997, 1: 1–11
- 11 姜彤, 张强, 王苏民. 近 1000 年长江中下游旱涝与气候变化关系. 第四纪研究, 2004, 24: 518–524
- 12 Zheng J Y, Wang W-C, Ge Q S, et al. Precipitation variability and extreme events in eastern China during the past 1500 years. *Terr Atmos Ocean Sci*, 2006, 17: 579–592
- 13 Ge Q S, Zheng J Y, Hao Z X, et al. Reconstruction of historical climate in China: High-resolution precipitation data from Qing Dynasty archives. *Bull Amer Meteor Soc*, 2005, 86: 671–679
- 14 葛全胜, 郭熙凤, 郑景云, 等. 1736 年以来长江中下游梅雨变化. 科学通报, 2007, 52: 2792–2797
- 15 郑景云, 郝志新, 葛全胜. 山东 1736 年来逐季降水重建及其初步分析. 气候与环境研究, 2004, 9: 551–566
- 16 郑景云, 郝志新, 葛全胜. 黄河中下游地区过去 300 年降水变化. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2005, 35: 765–774
- 17 Ge Q S, Zheng J Y, Hao Z X, et al. Temperature variation through 2000 years in China: An uncertainty analysis of reconstruction and regional difference. *Geophys Res Lett*, 2010, 37: L03703
- 18 Zhou T J, Wu B, Wen X Y, et al. A fast version of LASG/IAP climate system model and its 1000-year control integration. *Adv Atmos Sci*, 2008, 25: 655–672
- 19 周天军, 满文敏, 张洁. 过去千年气候变化的数值模拟研究进展. 地球科学进展, 2009, 24: 469–476
- 20 满文敏, 周天军, 张洁, 等. 一个气候系统模式对小冰期外强迫变化的平衡态响应. 大气科学, 2010, 34: 914–924
- 21 Peng Y, Xu Y, Jin L. Climate changes over eastern China during the last millennium in simulations and reconstructions. *Quat Int*, 2009, 208: 11–18
- 22 Shen C, Wang W-C, Peng Y, et al. Variability of summer precipitation over eastern China during the last millennium. *Clim Past*, 2009, 5: 129–141
- 23 Fan F, Mann M E, Ammann C M. Understanding changes in the Asian summer monsoon over the Past Millennium: Insights from a long-term coupled model simulation. *J Clim*, 2009, 22: 1736–1748
- 24 Liu J, Von Storch H, Zorita E, et al. Simulated and reconstructed temperature in China since 1550 AD. *History Meteorol*, 2005, 2: 87–104
- 25 刘健, Von Storch H, 陈星, 等. 千年气候模拟与中国东部温度重建序列的比较研究. 科学通报, 2005, 50: 2251–2255
- 26 Liu J, Wang B, Ding Q H, et al. Centennial variations of the global monsoon precipitation in the last millennium: Results from ECHO-G model. *J Clim*, 2009, 22: 2356–2371
- 27 Liu J, Wang B, Wang H L, et al. Forced response of the East Asian summer rainfall over the past millennium: Results from a coupled model simulation. *Clim Dyn*, 2011, 36: 323–336
- 28 况雪源, 刘健, 王红丽, 等. 近千年来南北半球气候变化模拟比较. 科学通报, 2008, 53: 821–828
- 29 Von Storch H, Zorita E, Jones J M, et al. Reconstructing past climate from noisy data. *Science*, 2004, 306: 679–682
- 30 Usoskin I, Solanki S, Schüssler M, et al. Millennium-scale sunspot number reconstruction: Evidence for an unusually active Sun since the 1940s. *Phys Rev Lett*, 2003, 91: 211101
- 31 Robock A, Free M. The volcanic record in ice cores for the past 2000 years. In: Jones P, Bradley R, Jouzel J, eds. *Climatic Variation and Forcing Mechanisms of the Last 2000 Years*. New York: Springer-Verlag, 1996. 533–546
- 32 Etheridge D, Steele L, Langenfelds R, et al. Morgan Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO₂ over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn. *J Geophys Res*, 1996, 101: 4115–4128
- 33 Blunier T, Chappellaz J, Schwander J, et al. Variations in atmospheric methane concentration during the Holocene epoch. *Nature*, 1995, 374: 46–49
- 34 况雪源, 刘健, 王红丽, 等. 近千年来中国区域降水模拟与重建资料的对比分析. 地球科学进展, 2009, 24: 159–171
- 35 Duchon C. Lanczos filtering in one and two dimensions. *J Appl Meteor*, 1979, 18: 1016–1022
- 36 竺可桢. 中国近五千年来气候变迁的初步研究. 中国科学, 1973, 3: 168–189
- 37 Ge Q S, Zheng J Y, Fang X Q, et al. Winter half-year temperature reconstruction for the middle and lower reaches of the Yellow River and Yangtze river, China, during the past 2000 years. *Holocene*, 2003, 13: 933–940
- 38 Zhai P, Pan X. Trends in temperature extremes during 1951–1999 in China. *Geophys Res Lett*, 2003, 30: 1913–1916
- 39 闫昊明, 钟敏, 朱耀仲. 时间序列数字滤波后自由度的确定——应用于日长变化与南方涛动指数的相关分析. 天文学报, 2003, 44: 324–329
- 40 Wagner S, Zorita E. The influence of volcanic, solar and CO₂ forcing on the temperatures in the Dalton Minimum (1790–1830): A model study. *Clim Dyn*, 2005, 25: 205–218
- 41 Muscheler R, Joos F, Beer J, et al. Solar activity during the last 1000 yr inferred from radionuclide records. *Quat Sci Rev*, 2007, 26: 82–97
- 42 North G R, Bell T L, Cahalan R F, et al. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Mon Wea Rev*, 1982, 110: 699–706
- 43 魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术. 北京: 气象出版社, 1999. 121
- 44 张庆云, 吕俊梅, 杨莲梅, 等. 夏季中国降水型的年代际变化与大气内部动力过程及外强迫因子关系. 大气科学, 2007, 31: 1290–1300