

# 外强迫驱动下气候系统模式模拟的近千年大气涛动

满文敏<sup>①②</sup>, 周天军<sup>①</sup>

① 中国科学院大气物理研究所, 大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029;

② 中国科学院研究生院, 北京 100049

E-mail: manwenmin@mail.iap.ac.cn

2011-03-07 收稿, 2011-06-16 接受

国家自然科学基金(40890054)和国家科技支撑计划(2007BAC29B03)资助

**摘要** 利用中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG/IAP)气候系统模式进行的过去千年气候模拟数据, 分析了近千年大气涛动的变化, 并与重建资料进行了比较. 基于代用资料的近千年大气涛动重建序列表明, 北大西洋涛动(NAO)与太平洋年代际振荡(PDO)的演变在千年尺度上呈反位相变化, 在中世纪暖期(MWP)期间, NAO强, PDO弱; 在小冰期(LIA)期间, NAO弱, PDO强. MWP期间盛行类La Niña状态, LIA期间盛行类El Niño状态, 15, 17, 19世纪最明显. 模式基本再现了1000~1400 AD NAO正位相及1650~1900 AD NAO负位相特征, 但模拟的NAO在1400~1650 AD与重建结果差别较大. 模拟的PDO演变与重建资料较为一致, 均表现为MWP期间PDO负位相(1000~1400 AD)、LIA期间PDO正位相(1400~1900 AD)的特征, 模拟与重建结果的相关系数可达0.61. 模拟的近千年Niño-3指数演变与重建资料差别较大, 模拟结果表现为中世纪暖期ENSO正位相、小冰期ENSO负位相的特征. 模拟与重建的近千年南极涛动(AAO)均表现为中前期负位相、后期正位相的变化特征. 模式可以合理再现MWP期间亚洲-太平洋涛动(APO)指数整体偏强, LIA期间APO指数整体偏弱的特征, 在1000~1985 AD期间, 模拟与重建结果的相关系数为0.50. 太阳辐射和火山活动等外强迫变化是影响近千年大气涛动变率周期的重要因子之一.

## 关键词

千年气候  
大气涛动  
外强迫  
气候系统模式

全球大气大尺度空间型式主要表现为四大涛动, 即北大西洋涛动(North Atlantic Oscillation, NAO), 北太平洋涛动(North Pacific Oscillation, NPO), 南方涛动(Southern Oscillation, SO)和南极涛动(Antarctic Oscillation, AAO). 大气涛动是控制一个地区的主要环流机制, 研究大气涛动变化有助于认识区域气候变化的特征和规律、理解自然气候变率的形成机制与原因<sup>[1]</sup>.

近年来, 大气涛动研究的一个新动向是利用各种代用资料重建过去几百年到近千年的大气涛动序列. 如Cobb等人<sup>[2]</sup>指出在17世纪冷期出现类似于El Niño的气候平均态(包括年际变率), 而在12和13世

纪气候相对温暖的时期出现类似于La Niña的平均态; 在中世纪暖期(Medieval Warm Period, MWP)期间, NAO持续正位相, PDO持续负位相; 在小冰期(Little Ice Age, LIA)期间, NAO持续负位相, PDO持续正位相<sup>[3,4]</sup>. 近年来, 中国学者将过去千年大气涛动变化与东亚地区降水及环流异常联系起来, 如符淙斌和曾昭美<sup>[5]</sup>用1429~1983 AD冬季NAO指数与我国东部100个站1470~1999 AD夏季旱涝等级序列相联系, 发现北大西洋涛动指数与我国东部夏季旱涝指数有很好的滞后相关; Shen等人<sup>[6]</sup>用中国降水重建了1470 AD以后的PDO序列, 指出PDO正位相时长江流域多雨, 负位相时长江流域少雨. 这些研究成果加

深了我们对全球和东亚气候长期变化特征的认识。

气候模式是开展千年气候变化机理研究的重要工具。模式结果与气候重建资料的比较,将丰富我们对过去千年气候演变过程和机制的认识<sup>[7]</sup>。近年来,世界上一些主要的气候模拟中心开始利用海气耦合模式来模拟过去千年的气候,并将模拟结果与重建资料进行比较<sup>[8-12]</sup>。然而,由于过去千年太阳辐照度等外强迫变化较弱、重建的外强迫数据自身不确定性亦较大,使得模式对区域尺度气候变化的模拟能力较低,但对大尺度温度及环流变化依然具有较高的模拟能力<sup>[13]</sup>。

本文利用中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG/IAP)发展的快速耦合气候系统模式 FGOALS\_g1 进行的千年模拟数值试验,综合研究近千年大气涛动的变化,并分析它们的周期特征及其与外强迫变化的联系。

## 1 模式、数值试验、资料和分析方法介绍

### 1.1 模式简介

LASG/IAP 快速耦合版本的气候系统模式 FGOALS\_g1 使用模块化结构,采用 NCAR CCSM2 的耦合器 CPL5 将大气模式、海洋模式、陆面模式和海冰模式等 4 个模块进行耦合。FGOALS\_g1 的大气部分为 LASG/IAP 发展的格点大气模式 GAMIL 的低分辨率版本,水平分辨率相当于 5.0°经度×4.0°纬度,垂直方向采用  $\sigma$ - $p$  混合坐标系,分为 26 层。物理过程参数化方案主要来自美国国家大气研究中心(NCAR)的大气模式 CAM2。海洋模式为 LICOM,它是对 LASG/IAP 第三代全球大洋环流模式 L30T63 的水平分辨率进行提高而形成的新版本,水平分辨率为 1°×1°,垂直方向为 30 层,其中 300 m 以上有 12 层。耦合模式的陆面和海冰分量分别采用 NCAR 发展的通用陆面模式 CLM 和海冰模式 CSIM。关于该耦合模式的介绍,详见文献[14]。该模式对过去千年特征期气候的模拟能力,此前已经有过检验<sup>[15-19]</sup>。利用 FGOALS\_g1 进行的 1000 年控制试验积分,表明该模式成功地控制住了长期气候漂移,并可以较好地模拟出 ENSO 和 NAO 等气候系统内部变率<sup>[14,15]</sup>。利用 FGOALS\_g1 模拟的小冰期平衡态及瞬变气候模拟试验,表明模式对小冰期气候变化具有较强的模拟能力,太阳辐照度的自然变化是导致小冰期气候变化的重要成因<sup>[16-18]</sup>。

此外,利用该模式进行的 20 世纪气候模拟试验表明,模式能够合理再现全球、半球和大陆尺度、乃至区域尺度 20 世纪气温变化趋势<sup>[19]</sup>。

### 1.2 数值试验

耦合积分的初始场,采用 1000 AD 强迫场条件下进行的平衡态积分的第 100 年 12 月 31 日的瞬时场,海洋模式则取 500 年 spin-up 积分的第 500 年 12 月 31 日的瞬时场<sup>[20]</sup>。模式采用的强迫场包括:太阳辐照度和火山活动辐射效应资料,来自 Crowley<sup>[21]</sup>重建结果;温室气体资料,来自 Ammann 等人<sup>[22]</sup>重建序列。这两套资料均为开展近千年气候模拟研究的通用强迫资料。在中世纪暖期,太阳辐照度处于高值区,火山活动较弱,即有效太阳辐射较强;在小冰期,太阳辐照度处于低值区,而火山活动相对频繁,即有效太阳辐射较弱。耦合系统的完全耦合积分共进行了 1000 模式年。关于该耦合试验的介绍,详见文献[23]。

### 1.3 大气涛动指数的定义

本文用到的大气涛动指数包括 NAO, PDO 和 AAO,还考查了 Niño-3 指数的变化。本文的 NAO 指数定义与 Hurrell 等人<sup>[24]</sup>一致,即:

$$\text{NAO 指数} = \text{SLP}_{35^{\circ}\text{N},10^{\circ}\text{W}-10^{\circ}\text{E}} - \text{SLP}_{65^{\circ}\text{N},30^{\circ}\text{W}-10^{\circ}\text{W}} \quad (1)$$

PDO 指数的定义与 Mantua 等人<sup>[25]</sup>一致,即:

$$\text{PDO 指数} = \text{SST}_{22.5^{\circ}-57.5^{\circ}\text{N},152.5^{\circ}\text{E}-132.5^{\circ}\text{W}} \quad (2)$$

ENSO 指数时间序列采用 Niño-3 指数<sup>[26]</sup>,即:

$$\text{Niño-3 指数} = \text{SST}_{5^{\circ}\text{S}-5^{\circ}\text{N},90^{\circ}-150^{\circ}\text{W}} \quad (3)$$

AAO 指数定义与 Gong 和 Wang<sup>[27]</sup>一致,即:

$$\text{AAO 指数} = \text{SLP}_{40^{\circ}\text{S},180^{\circ}\text{W}-180^{\circ}\text{E}} - \text{SLP}_{65^{\circ}\text{S},180^{\circ}\text{W}-180^{\circ}\text{E}} \quad (4)$$

除上述四大涛动外,本文还考查了近千年亚洲-太平洋涛动(Asian-Pacific Oscillation, APO)的变化。APO 指数定义与 Zhao 等人<sup>[28]</sup>一致,即:

$$\text{APO 指数} = T_{15^{\circ}-50^{\circ}\text{N},60^{\circ}-120^{\circ}\text{E}} - T_{15^{\circ}-50^{\circ}\text{N},180^{\circ}-120^{\circ}\text{W}} \quad (5)$$

### 1.4 大气涛动指数重建序列

本文用到以下大气涛动指数的重建资料:

NAO: Trouet 等人<sup>[3]</sup>利用摩洛哥树木年轮及苏格兰石笋重建的 1050 年以来的 NAO 序列;

PDO: MacDonald 等人<sup>[4]</sup>利用北美西南部及加拿大两个地区的树木年轮重建的公元 993~1996 年的

PDO 序列;

ENSO: 前期根据尼罗河干旱, 后期根据南美降水建立的 El Niño 序列. Diaz 等人<sup>[29]</sup>对这个序列做奇异谱分析, 把 25~150 a 及 11~25 a 两个波段的奇异谱系数合起来, 代表 ENSO;

AAO: Mayr 等人<sup>[30]</sup>利用安第斯山东侧湖泊沉积的  $\delta^{13}C$  重建了近千年降水序列. 由于西风强时降水量大, 西风弱时降水量小, 所以可以用来表征西风强度, 即反映了 AAO;

APO: 周秀骥等人<sup>[31]</sup>利用 993~1996 AD PDO 指数及 665~1985 BC 北京石花洞(39°47'N, 115°56'E) 5~8 月平均气温距平重建的近千年 APO 序列.

## 2 结果分析

### 2.1 北大西洋涛动

NAO 是北大西洋地区大气最显著的模态, 反映的是亚速尔高压和冰岛低压之间的反向变化关系. NAO 的气候影响主要是北美及欧洲, 但也可能对其他地区如亚洲的气候有一定影响. 近年来, 人们利用

树木年轮、冰芯等代用资料重建了过去几百年的 NAO 序列<sup>[32-34]</sup>. 这些重建序列表明, 除年际变率外, NAO 具有明显的年代际尺度变率, 包括 20 a 左右的周期和 50~70 a 左右的周期.

图 1(a)给出重建的近千年 NAO 指数的 31 a 滑动平均时间序列, 从图中可以看出, NAO 指数在 MWP 期间总体偏强, LIA 期间总体偏弱, 其中在 1750~1800 AD 时段达到最低值, 也是过去 1000 年里 NAO 指数最弱的时期. 模式基本可以再现 1000~1400 AD NAO 正位相为主及 1650~1900 AD NAO 负位相为主特征, 但 1400~1650 AD 模拟的 NAO 与重建结构差别较大, 出现反位相变化. Shindell 等人<sup>[35]</sup>利用全球模式的研究亦指出, 当太阳辐射减少时, NAO 出现负位相变化, 并导致冬季北半球陆地区域气温下降. 需要指出的是, 在千年尺度上, 模拟与重建结果之间的差别可能在一定程度上受到代用资料的不确定性的影响.

为考查近千年 NAO 变率的周期特征, 图 2 给出重建与模拟的 NAO 指数的功率谱分析. 结果显示, 重建的 NAO 指数具有显著的 200, 80, 50 a 左右的周期(图 2(a)); 模拟结果中, NAO 具有 200, 110, 70 及 50 a

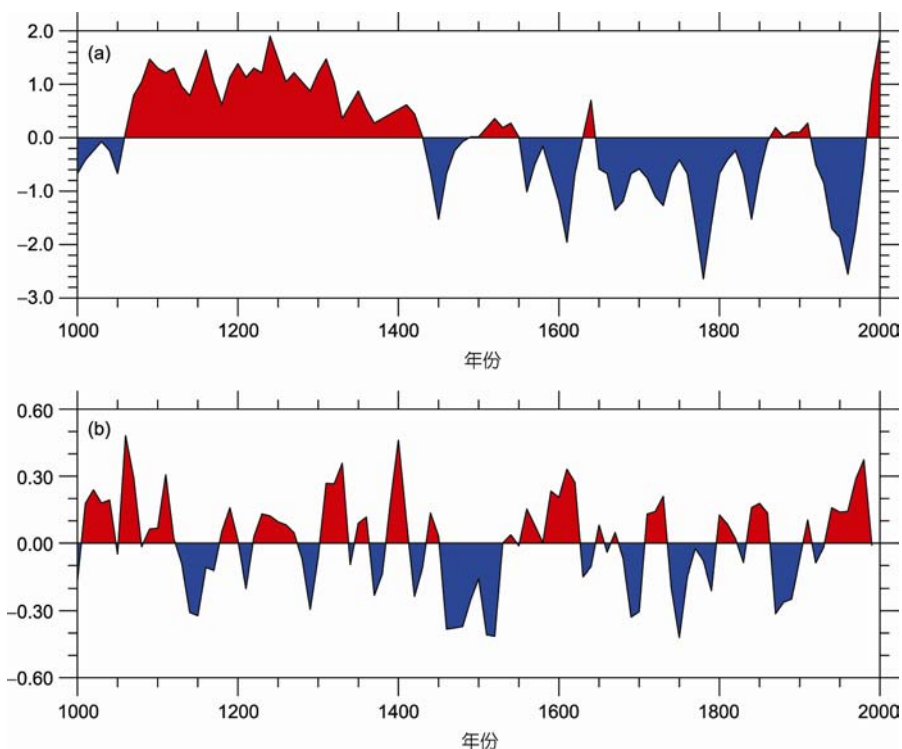


图 1 近千年 NAO 指数随时间的演变序列  
31 a 滑动平均. (a) 重建; (b) 模拟

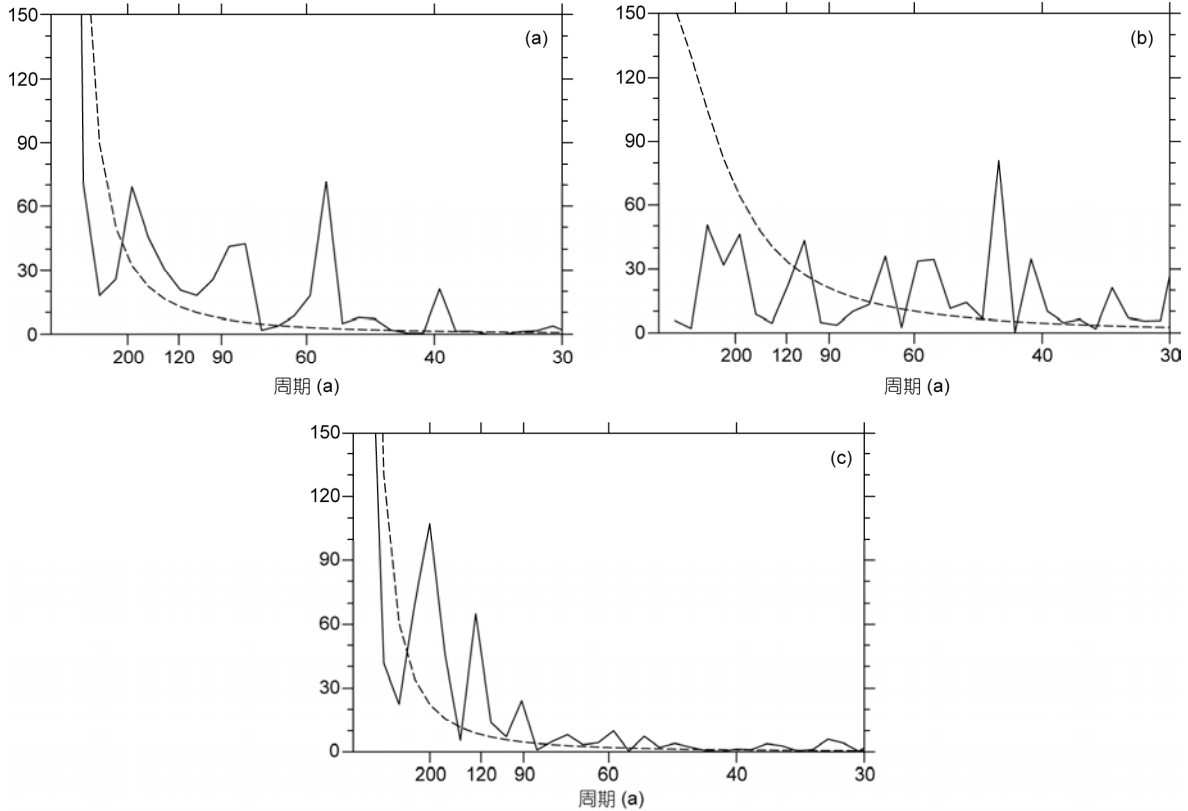


图 2 近千年重建(a)和模拟(b)的 NAO 指数及有效太阳辐射(c)的功率谱分析  
虚线表示通过红噪音检验

左右的周期(图 2(b)). 对外强迫因子的功率谱分析发现, 近千年有效太阳辐射具有显著的 200, 120, 90, 70 及 50 a 左右的周期(图 2(c)). NAO 指数的年代际与百年际变化周期与外强迫因子的变化周期较为一致, 说明外强迫因子, 尤其是太阳辐射和火山活动的变化是影响 NAO 年代际和百年际振荡的重要原因.

### 2.2 北太平洋涛动

PDO 是一种太平洋年代际振荡现象, 反映的是热带中东太平洋和北太平洋中纬度 SST 异常符号相反. PDO 变化作为年际气候变化的重要背景, 可以影响季风-ENSO 关系的稳定性<sup>[36,37]</sup>. 分析 PDO 与东亚气候变化的关系对于理解东亚气候成因具有重要意义. 已有的研究表明, 当 PDO 处于正位相时(赤道中东太平洋异常暖, 中纬度北太平洋异常冷), 夏季海平面气压在北太平洋的负异常较弱, 在东亚大陆的正异常较强, 因而东亚夏季风偏弱, 容易造成华北地区降水偏少而长江流域降水偏多; PDO 处于负位相时, 上述情况相反<sup>[38]</sup>.

图 3 给出重建与模拟的近千年 PDO 指数随时间的演变序列. 重建资料中, PDO 与 NAO 的变化在千年尺度上呈一定相反趋势, 在 MWP 期间, PDO 弱; 在 LIA 期间, PDO 强(图 3(a)). 模拟的 PDO 演变与重建资料非常一致, 均表现为 MWP 期间 PDO 负位相(1000~1400 AD)、LIA 期间 PDO 正位相(1400~1900 AD)的特征(图 3(b)). 相关分析表明, 在 1000~1996 AD 期间, 模拟和重建的 PDO 指数之间相关系数达到 0.61, 通过 99% 显著性检验. 模拟和重建的 PDO 指数之间的一致性, 说明外强迫的变化对近千年 PDO 演变具有重要作用. 对应于 MWP 期间 PDO 负位相, 东亚地区易出现偏强的夏季风环流; LIA 期间 PDO 正位相, 多出现持续偏弱的东亚夏季风环流.

图 4 给出重建与模拟的近千年 PDO 指数的功率谱分析. 重建资料中, 近千年 PDO 指数具有显著的 180 a 周期、90~110 a 左右的准百年际周期及 50~70 a 左右的年代际变化周期(图 4(a)). 模拟结果中, PDO 具有明显的 200, 90~120 和 50~70 a 左右的周期(图 4(b)), 与重建结果较为相似. 此外, PDO 变化周期与有效太

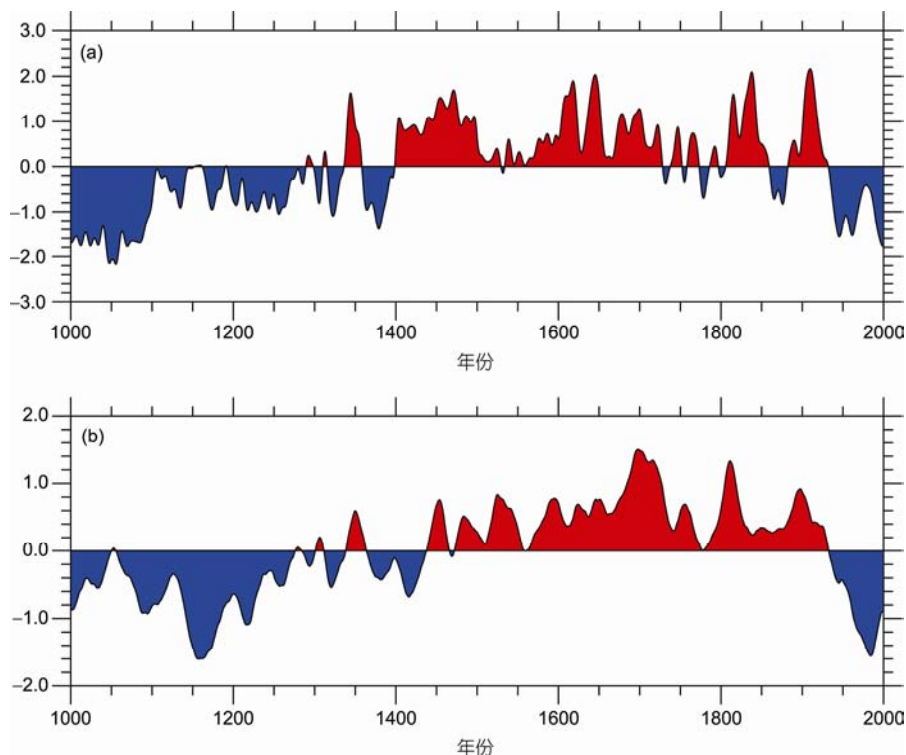


图3 近千年 PDO 指数随时间的演变序列  
31 a 滑动平均。(a) 重建; (b) 模拟

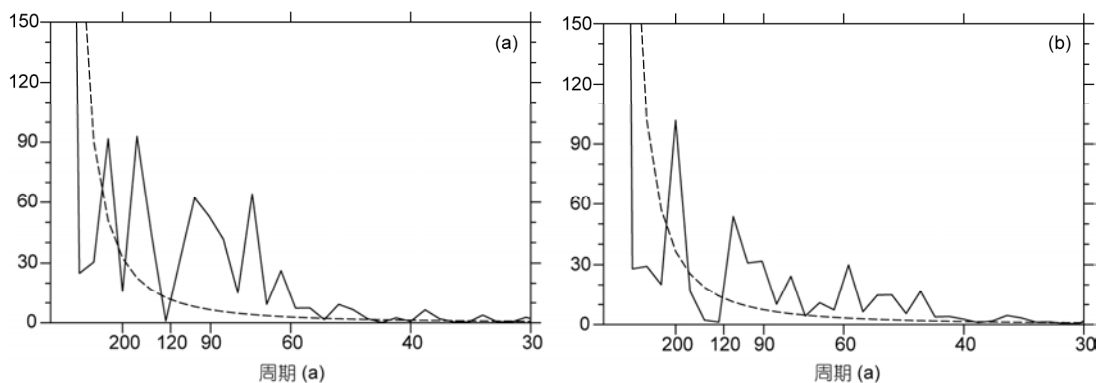


图4 近千年 PDO 指数的功率谱分析  
(a) 重建; (b) 模拟. 虚线表示通过红噪音检验

阳辐射的变化周期较为一致, 说明外强迫因子对近千年 PDO 年代际和百年际尺度振荡具有重要的调制作用.

### 2.3 厄尔尼诺-南方涛动

ENSO 是赤道太平洋地区乃至全球范围内最显著海气相互作用现象之一, 主要体现为热带太平洋和大气环流的年际气候异常, 并对全球大气环流和

气候异常产生显著影响<sup>[39]</sup>. 国内学者的研究表明, ENSO 是影响我国温度变化和夏季降水异常的主要因子之一<sup>[40-43]</sup>. ENSO 发展年夏季我国东部以雨量偏少为主, ENSO 衰减年夏季长江及江南地区雨量偏多, 华南、华北降水偏少<sup>[44,45]</sup>. 以往的研究多关注 ENSO 的年际变率异常, 对 ENSO 年代际-百年际尺度变率及其可能的气候影响研究较少.

图5 给出近千年 Niño-3 指数的时间演变序列. 重

建资料的近千年 ENSO 序列表明, MWP 期间盛行类 La Niña 状态, LIA 期间盛行类 El Niño 状态, 15, 17 和 19 世纪最明显(图 5(a)). 模拟结果中, MWP 期间 ENSO 以正位相为主、LIA 期间 ENSO 以负位相为主, 与重建资料差别较大(图 5(b)). 前人对重建资料中 ENSO 型海温的物理机制解释如下<sup>[46]</sup>: MWP 时期太阳辐射增加, 赤道太平洋地区海表温度(SST)增加, 由于西太平洋暖池区温跃层厚度较深, 冷水上翻较弱; 而赤道中东太平洋温跃层较浅, 冷水上翻较强, 容易把底层冷海水带到表层, 使得表层海温冷却, 导致暖池区 SST 大于赤道中东太平洋, 纬向 SST 梯度增加, 信风增强, 通过 Bjerknes 正反馈作用, 暖池区与赤道中东太平洋 SST 梯度进一步增大, 赤道太平洋地区类 La Niña 事件偏多; 反之, LIA 太阳辐射减少时, 赤道太平洋地区类 El Niño 事件偏多. 目前多数全球海气耦合模式对上述动力反馈过程的刻画偏弱, 使得模式均难以再现上述特征<sup>[47]</sup>. 而 Mann 等人<sup>[46]</sup>利用 Zebiak-Cane 热带太平洋海气耦合模式进行的千年模拟试验则较好地再现了 MWP 期间热带太平洋的类 La Niña 状态、及 LIA 期间热带太平洋的类 El Niño 状态.

为考查 ENSO 变率的年代际-百年际尺度周期特征, 图 6 给出重建与模拟的近千年 Niño-3 指数的功率谱分析. 可以看到, 重建的 Niño-3 指数具有显著的 100 a 左右的百年际周期、80 和 50 a 左右的年代际变化周期(图 6(a)). 模拟结果中, ENSO 具有显著的 200 和 120 a 左右的百年际周期、及 50~70 a 左右的年代际变化周期(图 6(b)). 模拟的 ENSO 变化周期与有效太阳辐射的变化周期非常一致, 说明太阳辐射和火山活动等外强迫因子对近千年 ENSO 年代际和百年际尺度变率具有重要影响.

### 2.4 南极涛动

AAO 是南半球中高纬度大气环流最主要的模式, 它反映的是南半球副热带高压带和高纬度绕极低压带之间气压场的反位相变化特征<sup>[48,49]</sup>. Gong 和 Wang<sup>[27]</sup>用 40°和 65°S 纬圈平均海平面气压的差来定义南极涛动指数, 可以很好表征南极涛动的特征. AAO 的异常容易使得我国东部夏季环流系统发生改变, 导致江淮流域降水偏多或偏少. 当春季 AAO 异常强时, 常常对应于偏弱的东亚夏季风环流, 夏季江淮流域降水偏多; 反之, 当前期 AAO 异常弱时, 对

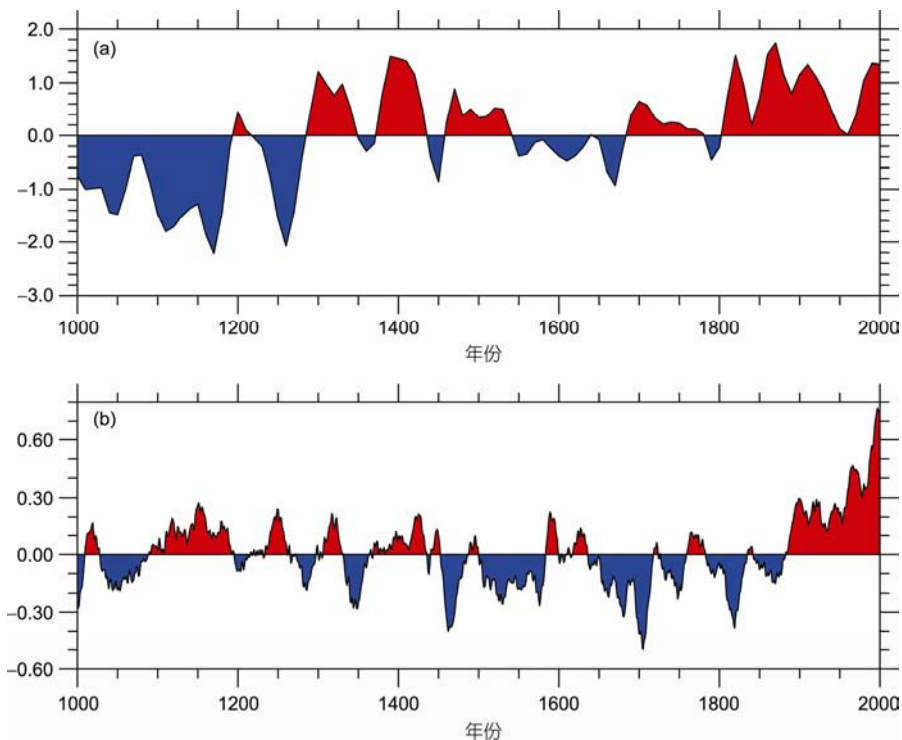


图 5 近千年 Niño-3 指数随时间的演变序列  
31 a 滑动平均. (a) 重建; (b) 模拟

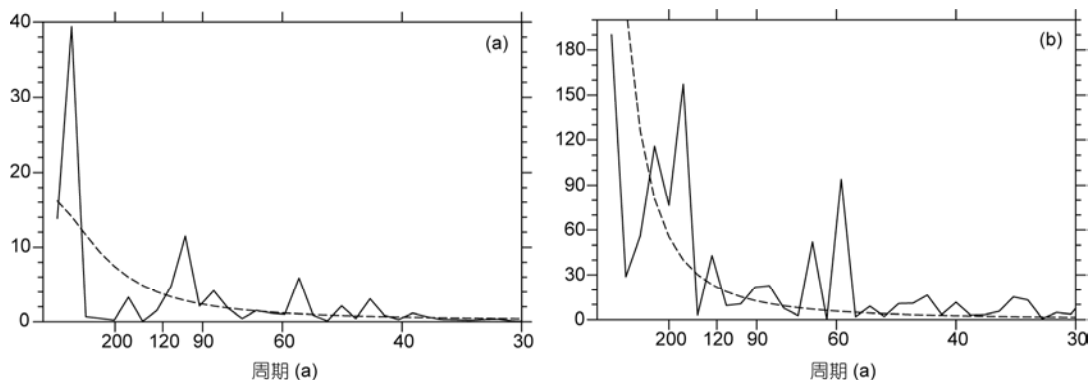


图6 近千年 Niño-3 指数的功率谱分析

(a) 重建; (b) 模拟. 虚线表示通过红噪音检验

应于偏强的东亚夏季风环流, 江淮流域降水易偏少<sup>[50]</sup>.

图7给出重建与模拟的近千年 AAO 指数随时间的演变序列. 重建资料中, AAO 表现为 MWP 期间持续偏弱(1250~1300 AD 期间有一个中断)、LIA 期间持续偏强的特征(图7(a)). 模式基本可以再现 AAO 前期负位相为主、后期正位相为主的特征(图7(b)). 因此, 对应于 MWP 期间 AAO 负位相, 东亚地区多出现偏

强的夏季风环流; LIA 期间 AAO 正位相, 多出现偏弱的东亚夏季风环流.

为考查近千年 AAO 演变的周期特征, 图8给出重建与模拟的 AAO 指数的功率谱分析. 结果显示, 重建的 AAO 指数具有 200 和 100 a 左右的百年际尺度周期及 80 a 左右的年代际变化周期(图8(a)). 模拟结果中, AAO 具有显著的 200 和 110 a 左右的百年际尺度周期, 及 70 和 50 a 左右的年代际变化周期(图8(b)).

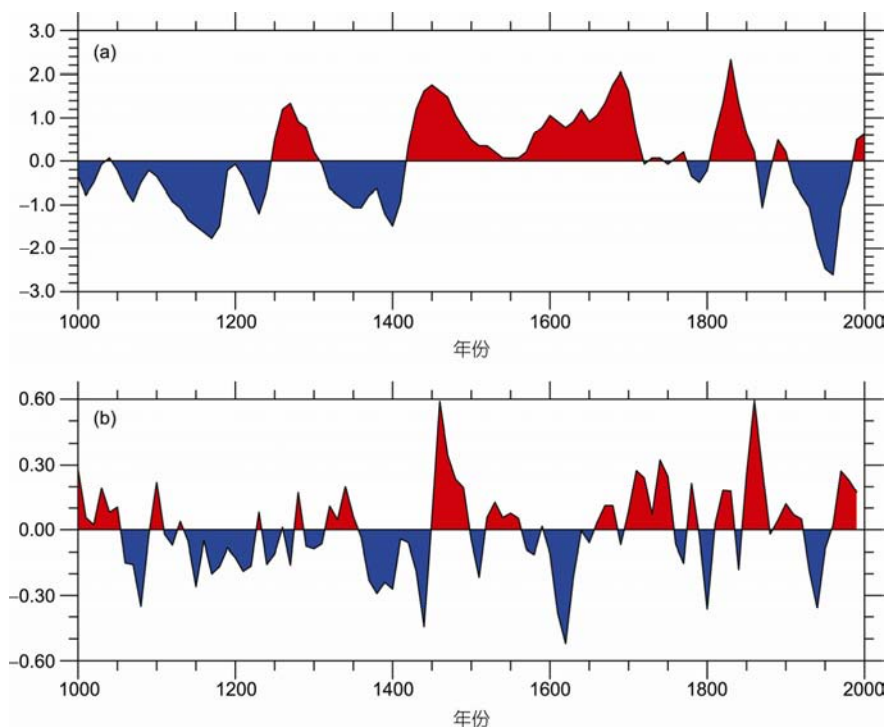


图7 近千年 AAO 指数随时间的演变序列

31 a 滑动平均. (a) 重建; (b) 模拟

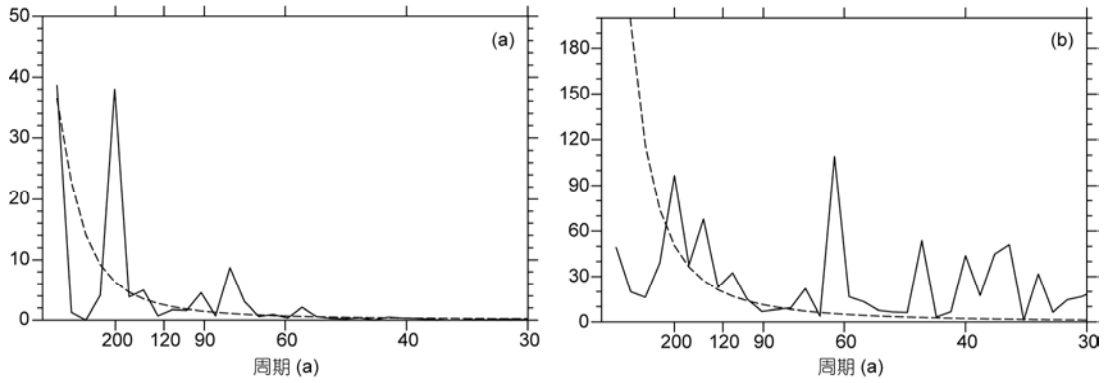


图 8 近千年 AAO 指数的功率谱分析  
(a) 重建; (b) 模拟. 虚线表示通过红噪音检验

AAO 变化周期与有效太阳辐射的变化周期较为一致, 说明有效太阳辐射变化是造成近千年 AAO 年代际和百年际尺度变化的重要原因.

### 2.5 亚洲-太平洋涛动

除上述四大涛动外, Zhao 等人<sup>[28]</sup>提出一个可以表征夏季东亚与其周边海洋之间的对流层温度差异的亚洲-太平洋涛动(Asian-Pacific Oscillation, APO).

APO 是北半球对流层温度纬向非均匀变化的局地表现<sup>[51,52]</sup>. 由于东亚夏季风受海陆热力差异驱动, 因此可以用 APO 指数来指示东亚季风环流的强度变化<sup>[28]</sup>. 已有的研究表明, APO 能够较好地指示我国东部季风区的降水年际、年代际和百年际尺度变化特征<sup>[28,31]</sup>.

图 9(a)给出重建 APO 指数的 31 a 滑动平均时间序列, 可以看出, APO 指数在 MWP 期间总体偏强,

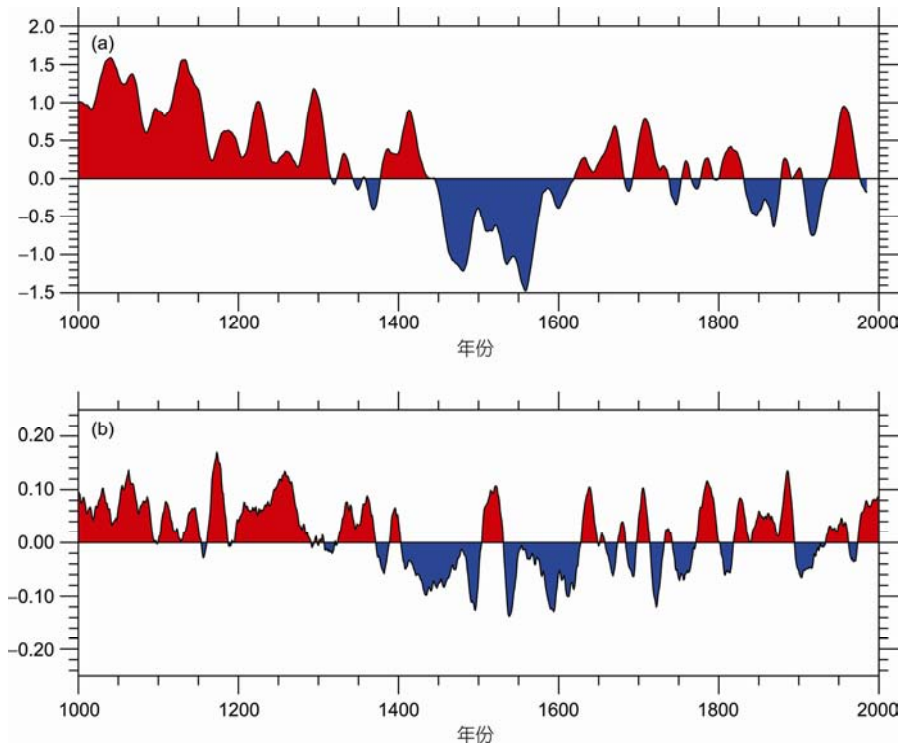


图 9 近千年 APO 指数随时间的演变序列  
31 a 滑动平均. (a) 重建; (b) 模拟



在LIA期间总体偏弱,特别是在1420~1625 AD期间表现出持续负位相,其中在1450~1570 AD达到最低值,也是近千年里APO最弱的时期.模拟结果中(图9(b)),在1000~1400 AD, APO指数以正位相为主,从1400 AD左右开始, APO指数以负位相为主,除了在1500~1520 AD期间有一个中断外,负的APO指数一直持续到1625 AD左右,并且也是过去1000年里最弱的时期.相关分析表明,在1000~1985 AD期间,模拟与重建的APO指数的相关系数为0.50,超过99%显著性检验. APO反映的是大尺度海陆热力差异的影响,从模拟的500~200 hPa平均的对流层扰动温度场分布来看(图略),东亚地区与北太平洋地区存在纬向热力梯度,在MWP时期,欧亚大陆出现正的扰动温度异常,北太平洋出现负的扰动温度异常, APO呈正位相;在LIA时期情况则相反, APO呈现负位相特征.此外,模拟和重建APO指数之间的一致性,说明东亚与其邻近海域夏季对流层温度差异在1450~1570 AD期间达到最弱,易出现持续偏弱的东亚夏季风环流;在1650 AD以后,重建和模拟的APO指数以正值为主,易出现偏强的东亚夏季风环流.

为考查APO变率的周期特征,图10给出重建与模拟的APO指数的功率谱分析.重建资料中, APO指数具有显著的200, 100和80 a左右的周期(图10(a)).模拟结果中, APO具有200, 100, 80及30~50 a左右的周期(图10(b)),与重建资料的周期特征较为接近.此外, APO变化周期与太阳有效辐射的周期基本一致,说明由近千年有效太阳辐射变化造成的海陆温度变化不均匀是导致近千年APO变化的主要原因.

### 3 结论与讨论

本文利用LASG/IAP快速耦合气候模式FGOALS\_gl开展的千年模拟强迫试验,讨论了近千年大气涛动的演变,主要结论如下:

(1) 模式基本可以再现1000~1400 AD NAO正位相及1650~1900 AD NAO负位相特征,但1400~1650 AD模拟的NAO与重建结构差别较大,出现反位相变化.

(2) 模拟的PDO演变与重建资料相一致,均表现为MWP期间PDO负位相(1000~1400 AD)、LIA期间PDO正位相(1400~1900 AD)的特征,模拟与重建结果的相关系数可达0.61,通过99%显著性检验.

(3) 重建资料中, MWP盛行类似La Niña状态, LIA盛行类似El Niño状态, 15, 17和19世纪最明显.模拟的近千年Niño-3指数演变与重建资料差别较大,模拟结果表现出中世纪暖期ENSO正位相、小冰期ENSO负位相的特征.

(4) 重建与模拟的近千年AAO指数均表现为MWP期间AAO整体偏弱、LIA期间AAO整体偏强的特征.

(5) 模式可以较好地再现MWP期间APO指数总体偏强, LIA期间APO指数总体偏弱的特征.在1000~1985 AD期间,模拟与重建结果的相关系数为0.50,超过99%显著性检验.

模拟与重建的大气涛动指数均表现出显著的50~80 a的年代际变化周期和90~120 a的准百年际变化周期,该周期与有效太阳辐射的120, 90, 70及50 a左右的变化周期较为一致,说明外强迫因子,尤其是

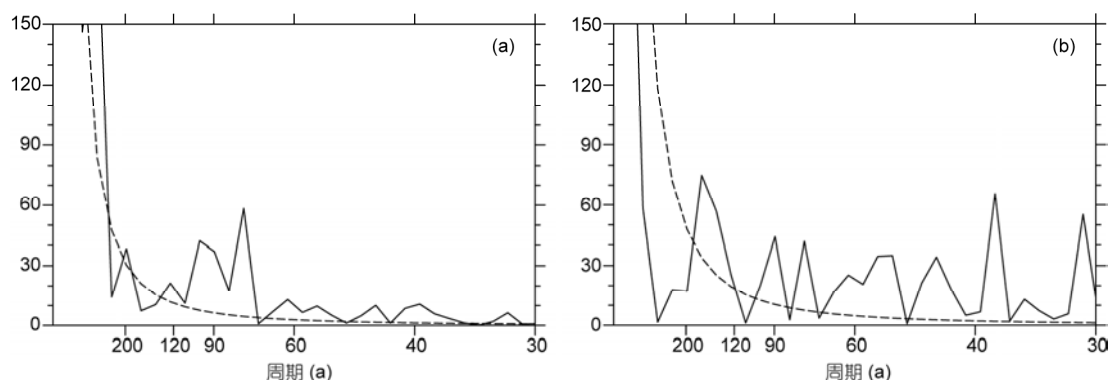


图10 近千年APO指数的功率谱分析  
(a) 重建, (b) 模拟. 虚线表示通过红噪音检验

太阳辐射和火山活动的变化是影响近千年大气涛动变率周期的重要原因。对大气涛动与有效太阳辐射序列进行交叉谱分析的结果亦表明(图略), 模拟的大气涛动序列与有效太阳辐射强迫之间具有 50~80 a 左右的显著相关周期, 说明太阳辐射和火山活动等外强迫因子对近千年大气涛动 50~80 年左右变率具有

重要影响。需要指出的是, 此前一般认为, 50~80 a 周期是全球海气相互作用的一种自然振荡<sup>[53,54]</sup>。因此, 大气涛动的 50~80 年时间尺度的年代际变率可能是外强迫因子和气候系统内部变率共同起作用的结果, 如何有效区分二者的贡献是未来研究中值得关注的问题。

## 参考文献

- 1 黄建斌, 王绍武, 龚道溢, 等. 近千年的大气涛动. 科学通报, 2010, 55: 1932–1936
- 2 Cobb K M, Charles C D, Cheng H, et al. El Niño/Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millennium. *Nature*, 2003, 424: 271–276
- 3 Trouet V, Esper J, Graham N E, et al. Persistent positive North Atlantic Oscillation mode dominated the Medieval Climate Anomaly. *Science*, 2009, 324: 78–80
- 4 MacDonald G M, Case R A. Variations in the Pacific Decadal Oscillation over the past millennium. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L08703, doi: 10.1029/2005 GL022478
- 5 符淙斌, 曾昭美. 最近 530 年冬季北大西洋涛动指数与中国东部夏季旱涝指数之联系. 科学通报, 2005, 50: 1512–1522
- 6 Shen C M, Wang W C, Gong W, et al. A Pacific Decadal Oscillation record since 1470 AD reconstructed from proxy data of summer rainfall over eastern China. *Geophys Res Lett*, 2006, 33: L03702
- 7 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
- 8 Bertrand C, Loutre M F, Crucifix M, et al. Climate of the last millennium: A sensitivity study. *Tellus*, 2002, 54A: 221–244
- 9 Bauer E, Claussen M, Brovkin V, et al. Assessing climate forcings of the Earth system for the past millennium. *Geophys Res Lett*, 2003, 30: 1276, doi:10.1029/2002GL016639
- 10 Goosse H, Renssen H, Timmermann A, et al. Internal and forced climate variability during the last millennium: A model-data comparison using ensemble simulations. *Quat Sci Rev*, 2005, 24: 1345–1360
- 11 Zorita E, Gonzalez-Rouco J F, von Storch H, et al. Natural and anthropogenic modes of surface temperature variations in the last thousand years. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L08707
- 12 Osborn T J, Raper S C B, Briffa K R. Simulated climate change during the last 1000 years: Comparing the ECHO-G general circulation model with the MAGICC simple climate model. *Clim Dyn*, 2006, 27: 185–197
- 13 Yoshimori M, Stocher T F, Raible C C, et al. Externally forced and internal variability in ensemble climate simulations of the Maunder Minimum. *J Clim*, 2005, 18: 4253–4268
- 14 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
- 15 满文敏, 周天军, 张丽霞. 气候系统模式 FGOALS\_g1 模拟的赤道太平洋年际变率. 大气科学, 2010, 34: 1141–1154
- 16 张洁, 周天军, 满文敏, 等. 气候系统模式 FGOALS\_g1 模拟的小冰期气候. 第四纪研究, 2009, 29: 1125–1134
- 17 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
- 18 周天军, 李博, 满文敏, 等. 过去千年 3 个特征期气候的 FGOALS 耦合模式模拟. 科学通报, 2011, 56: 2083–2095
- 19 满文敏, 周天军, 张洁, 等. 气候系统模式 FGOALS\_g1 模拟的 20 世纪温度变化. 气象学报, 2010, 69: 644–654
- 20 Liu H, Zhang X, Li W, et al. An eddy-permitting oceanic general circulation model and its preliminary evaluations. *Adv Atmos Sci*, 2004, 21: 675–690
- 21 Crowley T J. Causes of climate change over the past 1000 years. *Science*, 2000, 289: 270–277
- 22 Ammann C M, Joos F, Schimel D S, et al. Solar influence on climate during the past millennium: Results from transient simulations with the NCAR Climate System Model. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2007, 104: 3713–3718
- 23 张洁. 气候系统模式 FGOALS\_g1 模拟的近千年气候变化基本特征. 博士学位论文. 北京: 中国科学院大气物理研究所, 2011. 10–11
- 24 Hurrell J W, Kushnir Y, Otttersen G, et al. An overview of the North Atlantic Oscillation. In: Hurrell J W, ed. *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*. Geophysical Monograph. Washington D C: American Geophysical Union. 2003. 1–35

- 25 Mantua N J, Hare S R, Zhang Y, et al. A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with impacts on Salmon. *Bull Am Meteorol Soc*, 1997, 78: 1069–1079
- 26 Wittenberg A T, Rosati A, Lau N C, et al. GFDL's CM2 Coupled Climate Models. Part II: Tropical Pacific climate and ENSO. *J Clim*, 2006, 19: 698–722
- 27 Gong D Y, Wang S W. Definition of Antarctic oscillation index. *Geophys Res Lett*, 1999, 26: 459–462
- 28 Zhao P, Zhu Y N, Zhang R H. An Asia-Pacific teleconnection in summer tropospheric temperature and associated Asian climate variability. *Clim Dyn*, 2007, 29: 293–303
- 29 Diaz H F, Pulwarty R S. An analysis of the time scales of variability in centuries-long ENSO-sensitive records in the last 1000 years. *Clim Change*, 1994, 26: 317–342
- 30 Mayr C, Wille M, Haberzettl T, et al. Holocene variability of the Southern Hemisphere westerlies in Argentinean Patagonia (52°S). *Quat Sci Rev*, 2007, 26: 579–584
- 31 周秀骥, 赵平, 刘舸. 近千年亚洲-太平洋涛动指数与东亚夏季风变化. *科学通报*, 2009, 54: 3145–3171
- 32 Luterbacher J, Schmutz C, Gyalistras D, et al. Reconstruction of monthly NAO and EU indices back to AD 1675. *Geophys Res Lett*, 1999, 26: 2745–2748
- 33 Glueck M F, Stockton C W. Reconstruction of the North Atlantic Oscillation, 1429–1983. *Int J Climatol*, 2001, 21: 1453–1465
- 34 Cook E R, D'arrigo R D, Mann M E. A well-verified, multiproxy reconstruction of the winter North Atlantic Oscillation index since AD 1400. *J Clim*, 2002, 15: 1754–1764
- 35 Shindell D T, Schmidt G A, Mann M E, et al. Solar forcing of regional climate change during the Maunder Minimum. *Science*, 2001, 294: 2149–2152
- 36 Wang H J. The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970s. *Adv Atmos Sci*, 2001, 18: 374–386
- 37 Wang H J. The instability of the East Asian summer monsoon-ENSO relations. *Adv Atmos Sci*, 2002, 19: 1–11
- 38 朱益民, 杨修群. 太平洋年代际振荡与中国气候变率的联系. *气象学报*, 2003, 61: 641–654
- 39 Alexander M A, Blade I, Newman M, et al. The atmospheric bridge: The influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global ocean. *J Clim*, 2002, 15: 2205–2231
- 40 Wu B, Zhou T J. Oceanic origin of the interannual and interdecadal variability of the summertime western Pacific subtropical high. *Geophys Res Lett*, 2008, 35: L13701
- 41 Wu B, Zhou T J, Li T M. Seasonally evolving dominant interannual variability modes of East Asian Climate. *J Clim*, 2009, 22: 2992–3005
- 42 Wang B, Liu J, Yang J, et al. Distinct principal modes of early and late summer rainfall anomalies in East Asia. *J Clim*, 2009, 22: 3864–3875
- 43 Zhou T J, Wu B, Wang B. How well do Atmospheric General Circulation Models capture the leading modes of the interannual variability of Asian-Australian Monsoon? *J Clim*, 2009, 22: 1159–1173
- 44 Huang R H, Wu Y F. The influence of ENSO on the summer climate change in China and its mechanism. *Adv Atmos Sci*, 1989, 6: 26–37
- 45 龚道溢, 王绍武. ENSO对中国四季降水的影响. *自然灾害学报*, 1999, 7: 44–52
- 46 Mann M E, Cane M A, Zebiak S E, et al. Volcanic and solar forcing of the tropical Pacific over the past 1000 years. *J Clim*, 2005, 18: 447–456
- 47 Latif M, Sperber K, Arblaster J, et al. ENSIP: The El Niño simulation intercomparison project. *Clim Dyn*, 2001, 18: 255–276
- 48 Rogers J R, Van L H. Spatial variability of sea level pressure and 500 mb height anomalies over the Southern Hemisphere. *Mon Weather Rev*, 1982, 110: 1375–1392
- 49 Mo K C, White G N. Teleconnections in the Southern Hemisphere. *Mon Weather Rev*, 1985, 113: 22–37
- 50 高辉, 薛峰, 王会军. 南极涛动年际变化对江淮梅雨的影响及预报意义. *科学通报*, 2003, 48: 87–92
- 51 Zhou T J, Zhang J. Harmonious inter-decadal changes of July-August upper tropospheric temperature across the North Atlantic, Eurasian continent, and North Pacific. *Adv Atmos Sci*, 2009, 26: 656–665
- 52 Zhou T, Gong D, Li J, et al. Detecting and understanding the multi-decadal variability of the East Asian Summer Monsoon? Recent progress and state of affairs. *Meteorol Zeitschrift*, 2009, 18: 455–467
- 53 Tanimoto Y N, Iwasaka N, Hanawa K, et al. Characteristic variations of sea surface temperature with multiple time scales in the North Pacific. *J Clim*, 1993, 6: 1153–1160
- 54 Kerr R A. A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science*, 2000, 288: 1984–1985