温盐环流在百年尺度上影响中国气候的一个数值模拟证据

程军^①, LIU ZhengYu^②, HE Feng^②, 郭品文^①, 陈中笑^①, OTTO-BLIESNER Bette^③

① 南京信息工程大学大气科学学院, 气象灾害省部共建教育部重点实验室, 南京 210044;

② Center for Climatic Research & Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, University of Wisconsin-Madison, Madison WI53706, USA;

③ Climate and Global Dynamics Division, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO 80307-3000, USA

E-mail: chengjun@nuist.edu.cn

2010-04-15 收稿, 2010-06-13 接受

气象局公益性行业(气象)科研专项(GYHY200906016)、江苏省普通高校研究生科技创新计划(CX07B_043Z)和南京信息工程大学科研基金(Y602)资助项目

摘要 基于使用全耦合模式的末次冰消期(显著的全球增暖阶段)瞬变模拟结果, 通过敏感性试验明确指出温盐环流(Thermohaline Circulation, THC)在百年尺度上大幅度影响中国气候, 特别是在气候突变阶段. 结果表明, 该瞬变模拟中中国地区的气候演变符合古气候资料的纪录, 如 Bolling-Allerød(BA)增暖事件期间中国地区的年平均气温大幅度升高; 在敏感性试验中, 当人为限制 THC 在 BA 事件期间的变化幅度时, 中国地区的升温幅度明显减小. 结果同时表明, 除温室气体、太阳辐射强度因素外, THC 是另外一个在百年尺度上影响中国气候的重要因素.

关键词

温盐环流

数值模拟

气候变化

PB 方案

Bolling-Allerød

增暖事件

葫芦洞

温盐环流(Thermohaline Circulation, THC)是地球气候系统中的一个重要组成部分, 是北半球经向热量输送的重要承担者^[1-3]. 历史重建资料及数值模拟结果显示, 其变化对全球气候产生明显影响^[4-7]. 在人类活动所导致的全球变暖情景下, 人们越来越深刻地认识到 THC 对气候变化, 特别是可能的气候突变, 产生关键的影响^[7-11].

数值模拟结果表明, 年代际尺度上北大西洋海表面温度(SST)的变化, 如北大西洋年代际振荡(Atlantic Multidecadal Oscillation, AMO)以及北大西洋涛动(North Atlantic Oscillation, NAO), 与 THC 的自然变率存在内在联系^[12-15]. 近年来众多观测及数值模拟研究结果表明, AMO 冷、暖位相及 NAO 强度与东亚冬、夏季风强度^[16-20]、中国大部分地区的地表气温变化^[17-19]、江淮区域入梅时间^[21]等存在紧密联系. 更为直接的淡水扰动试验结果表明, THC 的变

化在年代际尺度上对东亚季风气候存在明显影响^[22,23]. 这些间接和直接的研究结果说明, 在年代际尺度上 THC 对中国气候产生明显的影响, 但是在更长的时间尺度上, 如百年尺度上, THC 对中国气候的影响依然不明确.

以南京葫芦洞为代表的古气候纪录表明, 在百年至千年尺度上中国气候的变化与北大西洋的气候事件紧密相关, 如指示中国气候降温的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 正向漂移事件对应于北大西洋的冰漂碎屑事件(Heinrich 事件, 简称 H 事件)^[24]. 而不同的海洋地质重建资料同时表明, THC 的减弱或停止也与 H 事件同时发生^[25-27]. 因此, THC 可能在百年至千年尺度上同中国气候间存在紧密联系.

但是仅根据地质重建资料判断 THC 在百年尺度上对中国气候的影响依然存在不确定性. 首先, 地质重建资料本身在选址、测量、分析过程中存在很大的

英文版见: Cheng J, Liu Z Y, He F, et al. Model evidence for climatic impact of thermohaline circulation on China at the century scale. Chinese Sci Bull, 2010, 55, doi: 10.1007/s11434-010-4089-0

不确定性。如广泛用来反映 THC 历史变化的北慕大 Pa/Th 序列(GGC5 站)与北大西洋其他站点所得到的 Pa/Th 序列就有很大不同^[28]。其次,各种地质重建资料所反映的物理过程存在很大争议。如 GGC5 Pa/Th 比率在多大程度上反映 THC 的变化依然存在争论^[29,30]。再如,葫芦洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 与中国气候要素之间的定量关系如何依然不明确。第三,中国气候的变化在不同时间尺度上受不同因素的制约,如地球轨道参数、温室气体、太阳活动、火山、人类活动及气候系统的内部调整等。葫芦洞数据所反映的中国气候变化是否,或者在多大程度上是由 THC 的变化所产生的,依然有待研究。

全球第一个使用全耦合模式针对末次冰消期气候瞬变演化的数值模拟(transient simulation)为讨论 THC 对中国气候的影响提供了一个全新的基础。该模拟成功地重现了末次冰消期全球气候系统演化的几个主要特征,特别是提出了 Bølling-Allerød(BA)增暖事件是由 THC 强度的快速恢复及增强所导致的新理论^[11]。该模拟从末次盛冰期(LGM, 22 ka BP)开始,太阳辐射强度增强及 CO_2 浓度加大导致的北大西洋周围冰盖融化,THC 因冰盖融化所产生的异常淡水注入而减弱,在 H1 事件(Heinrich 1 event)时基本关闭直至 BA 增暖事件之前,然后在淡水强迫停止之后迅速大幅度恢复(图 1(d))。与重建资料对比,该模拟近乎完美地重现了格陵兰岛的气温变化(图 1(c)),中国全境平均的气温也表现出同格陵兰岛近似的演变特征(图 1(b))。两地的气温序列也重现了 THC 关闭期间(17~14.67 ka BP)不断增大的太阳辐射强度及 CO_2 浓度强迫下的两个地区的升温过程^[11]。在 BA 增暖的约 300 年间,与 THC 的大幅度恢复有关的格陵兰岛气温升高约 10°C ,这是近 2 万年中地球气候最为强烈的气候突变之一,中国地区的气温也有约 1.4°C 升高。在该瞬变模拟中,中国区域的气温,除西藏南部及云南西部地区外,基本上都满足 95%信度的显著性检验,其中升温中心位于高纬度的东北地区(约 4°C),升温幅度依次向低纬度递减(图 2)。

葫芦洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 纪录的演变(黑点线)与其附近区域平均的气温模拟变化(蓝线)有近似的演变特征(图 1(a))。根据实验室结果可知,大气降水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 主要取决于气温在氧同位素分馏过程中的影响,其量值与气温呈反比^[32-34]。因此与降水 $\delta^{18}\text{O}$ 直接相关的

葫芦洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 在很大程度上也反映气温的变化。由葫芦洞资料可推知,BA 增暖期间葫芦洞附近区域

图1 末次冰消期瞬变模拟(蓝线)与地质重建资料(黑线)的对比 (a) 葫芦洞石笋氧同位素序列^[24](黑点线)及瞬变模拟中附近区域平均的年平均地表气温序列(27°~37°N, 113°~123°E, 蓝线); (b) 瞬变模拟中中国全境平均的年平均地表气温序列; (c) 格陵兰岛根据 GISP2 冰芯氧同位素重建的地表气温序列^[31](黑线)与瞬变模拟中该地区年平均地表气温序列(蓝线)的对比; (d) THC 强度序列。红圈分别指示 BA 增暖前(PreBA, 14.67 ka BP)和 BA 增暖后(BA, 14.32 ka BP)。阴影为 H1 及 BA 事件发生的相应时段

图2 瞬变模拟中 BA 增暖前后中国区域的年平均地表气温变化(BA-PreBA)

相应时间见图 1(d)中红圈所示。各取 50 a 平均,然后相减,阴影为通过 95%信度显著性检验的区域。单位: $^\circ\text{C}$ 。星号为葫芦洞位置

主要呈现的是增暖,该结果同瞬变模拟中葫芦洞附近区域,以及中国全境气温的变化相一致,说明该模拟对中国气候的重现符合古气候纪录.

本文基于末次冰消期气候的瞬变模拟,通过一个敏感性试验,人为减弱 BA 增暖期间 THC 增长的幅度,验证百年尺度上剔除太阳辐射强度及温室气体强迫后,THC 的变化是否明显影响中国气候.

1 模式说明及试验设计

本文所使用模式为美国大气研究中心(NCAR)CCSM3 的粗网格版本(T31_gx3v5),该模式耦合了大气、海洋、海冰、陆地及动态植被模块^[35].大气模块为 CAM3,分辨率为垂直 26 层(混合坐标),水平约 $3.75^{\circ} \times 3.75^{\circ}$ (经度 $\times$ 纬度).陆地模块为 CLM3,水平分辨率与大气相同.海洋模块为 POP 的 NCAR 应用版本,垂直为 25 层(z 坐标),纬向分辨率约 3.6° ,经向分辨率可变,在赤道附近约为 0.9° ,向高纬度渐粗.海冰模块为 CSIM,水平分辨率与海洋模块相同.该模式广泛应用于不同气候态下的数值模拟及敏感性试验^[36~38].

本文中的敏感性试验基于应用 CCSM3 的末次冰消期(22~14 ka BP)瞬变模拟中的 DGL-A 试验,有别于该瞬变模拟中的另外一个试验 DGL-B, DGL-A 试验采取在 14.67 ka BP 时突然停止北大西洋淡水注入的方案,与重建资料相比, DGL-A 试验更为成功地重现了末次冰消期全球气候的演变特征(海平面高度、THC 强度、南极及格陵兰岛的地表气温、热带大西洋海表温度)^[11]. DGL-A 试验的整个积分过程中,淡水注入、太阳辐射强度、 CO_2 浓度、陆地冰川地形等外部强迫均采用由重建资料得出的随时间演变的“真实”情景(具体设置情况见文献[11]及其补充资料部分),共同推动气候系统的演变.其中,淡水注入方案的设置(区域及强度)对瞬变模拟的成功最为关键, DGL-A 试验的淡水注入区域包括北大西洋($50^{\circ} \sim 70^{\circ} \text{N}$)和墨西哥湾(Gulf of Mexico),时间跨度为 19~14.67 ka BP,总淡水注入量相当于全球海平面升高 50.1 m(北大西洋贡献 45.35 m,墨西哥湾贡献 4.75 m),平均强度约为 0.133 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$).

敏感性试验在积分时段内(14.77~14.17 ka BP, 600 a)采取与 DGL-A 试验相应时段相同的外部强迫设置,不同之处在于敏感性试验在积分过程中另外

加入了一种诊断方案,通过该诊断方案的实施人为限制 THC 强度在积分期间的变化幅度,目的在于验证 THC 气候影响的显著性.

敏感性试验采用的诊断方案为“部分阻塞”方案(Partial Blocking, 简称 PB, 下文中敏感性试验以 PB 试验代称).该方案在海洋模块中特定区域设定一个“海绵墙”,“海绵墙”中格点上的海水温度和盐度在积分过程中被恢复到特定的状态,以阻塞波动的传播及温、盐的平流输送^[39~42].图 3 为 PB 试验的应用区域,该区域位于北大西洋深层水(North Atlantic Deep Water, NADW)形成的两个主要源地(拉布拉多海及 GIN 海)之间.表 1 为 PB 试验的参数, PB 试验应用于 THC 强度大幅度变化及气候系统突变的 BA 增暖期间(图 1, 2),“海绵墙”区域的海水温度和盐度在 PB 试验的积分过程中始终恢复到 THC 停止时的量值(PreBA 状态),恢复时间尺度为 90 d. PB 方案应用的深度范围为 50 m 至海底,以避免 PB 方案对局地海气相互作用的影响.

2 结果

2.1 PB 方案对 THC 的影响

THC 的形成主要基于 NADW 的生成^[43], NADW 的源地主要有 2 个:一个是位于格陵兰岛与北美大

图 3 PB 试验中 PB 方案的应用区域(黑色网格区)

圆圈标注为 THC 的两个主要源地(拉布拉多海和 GIN 海).星号为格陵兰岛冰芯资料的采集位置(GISP2)

表 1 PB 敏感性试验的设置

启动时间	温、盐恢复状态	恢复时间尺度	恢复深度范围
14.77 ka BP	PreBA	90 d	50 m~海底

陆间的拉布拉多海(Labrador Sea), 另一个是位于格陵兰岛与欧洲斯堪底那维亚半岛间的 GIN 海(GIN Sea)(图 3). 本文通过纬向平均的大西洋经向-垂直流函数, 量化地将两个源地的 NADW 形成量值抽取出来, 该方法较传统的利用混合层厚度估算源地 NADW 形成量值的方法更为科学和直接.

图 4 为 CCSM3 粗网格版本所模拟的末次盛冰期时的大西洋经向翻转流(AMOC), 也是本文所涉及到的 DGL-A 试验 AMOC 的初始状态. 对于末次盛冰期气候态的模拟研究, 众多使用 CCSM3 粗网格版本的工作结果(例如 Otto-Bliesner 等人^[44])表明, 该模式能将海洋地质重建资料所反映的末次盛冰期 NADW 流环垂直深度小于现在气候态的事实(例如 Curry 等人^[45])模拟出来. 其他模式, 例如文献[44]中的其他 3 个模式, 尚不具备这种模拟能力, 充分说明 CCSM3 粗网格版本对末次盛冰期时 THC 的模拟是相对优异的.

两个源地 NADW 形成量的量化计算是基于本文作者发展的一种新方法, 具体为: 定义北大西洋 62°N(冰岛所在纬度, 拉布拉多海与 GIN 海在 AMOC 上的交界)垂直方向上经向翻转流函数(图 4)的最大值为“GIN 海 NADW 形成量”; 定义上层流环的流函数最大值(一般约位于 28°N, 800 m 深度)与 62°N 垂直方向上流函数最大值的差为“拉布拉多海 NADW 形成量”.

在 DGL-A 试验中, 拉布拉多海及 GIN 海的 NADW 形成量(图 5, 蓝虚线及红虚线)在淡水注入北大西洋后持续减小, H1 事件时达到最小直至 BA 增暖之前, 当淡水注入停止后, 两个源地的 NADW 形成先后恢复并且继续增强到较末次盛冰期还大的量值. 两个源地 NADW 形成量值的变化导致 THC 强度先是

图 4 CCSM3 粗网格版本所模拟的末次盛冰期(LGM)时的大西洋经向翻转流(AMOC)
等值线为流函数, 等值线间隔为 2 Sv. 黑虚线为量化计算两源地 NADW 形成量时的 62°N 线

图 5 DGL-A(虚线)及 PB 试验(实线)中 THC 强度(黑色)及两个主要源地 NADW 形成量序列的对比

拉布拉多海: Lab S, 蓝色; GIN 海: GIN S, 红色. 倒三角为 PB 试验开始的时间. 时间坐标为不均匀分布, 以突出 PB 试验阶段的细节

减弱, 然后在 BA 增暖期间快速、大幅度恢复到较末次盛冰期高出近 50%的水平(图 5, 黑虚线).

在 PB 试验中, 由于阻断了 GIN 海与北大西洋的温、盐交流及波动传播, GIN 海的 NADW 形成始终处于被抑制的状态(图 5, 红实线), 拉布拉多海 NADW 形成量的恢复幅度同样受到一定影响, 但最终恢复到末次盛冰期的水平(图 5, 蓝实线). 两源地 NADW 形成量值的变化共同导致 THC 恢复的幅度受到明显制约, THC 甚至不能恢复到末次盛冰期的水平(图 5, 黑实线).

相比于 DGL-A 试验, PB 试验积分过程中太阳辐射强度及 CO₂ 浓度随时间的演变完全相同. 因此, PB 试验中 THC 变化幅度的减小完全是由于 PB 方案实施的结果, 与积分过程中其他因素的变化无关, 由此而产生的气候影响就仅仅是 THC 不同幅度的变化而导致的.

2.2 中国气候对 PB 方案的响应

当应用 PB 方案之后, 如图 6 所示, PB 试验中 THC 强度在 BA 增暖期间(PreBA-BA, 图 1)的增长幅度受到明显制约(由 4 Sv 增长为 10 Sv), 仅为 DGL-A 试验的 3/8(由 4 Sv 增长为 20 Sv), 中国全境平均的气温升高幅度也受到明显限制, 其幅度也仅达到 DGL-A 试验的一半左右(约 0.7℃). 与图 2 相似, 中国区域地表气温对人为减弱 THC 强度增幅的响应, 除西藏南部及云南西部地区外, 基本上都满足 95%信度的显著性检验, 其中在高纬度东部地区最为明显, 最大可达 2℃以上, 响应幅度由高纬度向低纬度依次递减, 东部的响应幅度较西部大(图 7). 在 PB 试验中, THC 的变化仅仅是人为实施 PB 方案的结果, 与太阳

图6 DGL-A 试验(黑虚线)及PB 试验(红实线)中中国全境平均的年平均地表气温(a)及 THC 强度(b)的对比
阴影为 H1 及 BA 事件的相应时段, 星号位置为 DGL-A 试验中 BA 最盛的时刻

图7 DGL-A 试验中 BA 最盛时地表气温在 PB 试验与 DGL-A 试验中的差异

BA 最盛时指 14.32 ka BP, 见图 6 星号所示时间; PB-DGL-A, 各取 50 a 平均, 然后相减. 阴影为通过 95% 显著性检验的区域

辐射强度、温室气体浓度等因素的影响无关, 因此可以明确地得出结论: 中国气候对 THC 变化的响应非常敏感和显著.

其中, 西藏南部及云南西部地区对单纯的 THC 变化响应不明显, 同 DGL-A 试验中 BA 增暖前后的响应近似, 都没有通过 95% 信度的显著性检验. 原因可能在于 THC 变化的时间尺度为百年, 而该地区气候由于其海拔较高以及陆地冰川的存在, 地表气温主要受太阳辐射强度及温室气体浓度的影响, 长期变化的尺度远大于百年量级, 因此使得该地区对 THC 变化的响应不明显.

3 讨论及结论

本文针对最近一次全球增暖期间(末次冰消期)的一次气候突变事件(BA 增暖), 应用 PB 方案人为地限制 THC 的变化幅度, 研究中国气候对单纯 THC 变化的响应. 研究结果明确地验证了 THC 在百年时间尺度上对中国气候存在明显的影响. 研究结果同时表明, 在百年时间尺度上, THC 是除太阳辐射强度、温室气体外另外一个影响中国气候的重要因素. 参照已有研究结果^[18,23], THC 在百年时间尺度上对中国气候产生影响的物理过程可以描述为: THC 增强(减弱)将更多(少)的热量带到北大西洋的高纬度地区, 导致北大西洋高纬度地区海表面温度以及海表气温的升高(降低), 进而导致海表面气压分布/赤道辐合带经向位置/大气环流形态的一系列变化, 最终导致包括中国在内的北大西洋以外北半球区域的增暖(变冷).

相较于理想的淡水扰动试验^[22,23](water hosing experiment), 我们的结果是基于全球第一个针对最近一次最为显著的全球增暖阶段(末次冰消期)的瞬变模拟, 而且我们的敏感性试验选取的时间段也是近 2 万年内最为强烈的气候突变事件之一(BA 增暖)期间, 因此, 我们的结论更具代表性, 尤其对于中国气候对 THC 变化而导致的在百年时间尺度上的突变性响应.

通过末次冰消期间南极及格陵兰岛冰芯重建的气温序列可以看出, 在全球增暖期间北大西洋附近的气候变化较南极存在较大的不稳定及突变^[31,46], 古气候重建结果^[25-27]及数值模拟^[11]都指出北大西洋附近气候的不稳定及突变是 THC 变化的结果. 因此, 我们的结果也证明中国气候也会由于 THC 的变化而产生不稳定及突变, 而且发生不稳定及突变的区域主要位于除青藏高原之外的东部地区.

人类活动所产生的温室气体浓度的增加造成全球性的增温, 1860 年以来, 根据地面气象仪器观测结果, 全球平均温度升高了 $(0.6 \pm 0.2)^\circ\text{C}$ ^[6]. 20 世纪的观测事实再次表明 THC 正在发生变化^[47,48], 虽然直接的观测不足以判断 THC 在 20 世纪的变化趋势^[49,50], 但是 IPCC 第三及第四次评估报告中众多模式模拟的结果一致指出 THC 在 21 世纪会大幅度减弱, 幅度可达 30%^[9,10]. 而且, 基于我们对最近一次全球增暖期间(末次冰消期)气候系统演变的认知, 随着格陵兰岛冰盖、北极海冰面积的缩小, 向海洋的淡水注入会由偏

多减小至偏少,此时 THC 可能会从减弱状态恢复,而且恢复的幅度由于可能的 THC 过冲现象的存在而大于减弱的幅度,从而产生可能的气候突变^[11]。因此,在全球变暖的情景下,由于 THC 的参与,未来包括中国区域在内的全球气候变化会更为复杂,而且会出现可能的气候突变。

本文所指出的在百年尺度上 THC 对中国年平均地表气温的影响,与前人在年代际尺度上的研究结果^[17-19]基本一致。本文所讨论的瞬时模拟试验

(DGL-A)和敏感性试验中 THC 的变化幅度远大于年代际尺度研究中 THC 的自然变化幅度,导致地表气温对 THC 变化响应的幅度及范围存在一定差异,但主要形态基本相同。通过两种时间尺度上研究结果的比较,说明 THC 对中国气候的影响在不同时间尺度上具有一致性。

本文的研究为加深百年尺度上 THC 对中国气候影响的理解,以及研究未来全球变暖情景下中国气候的变化提供一个参考依据。

致谢 本文模拟由 NCAR CCSM3 古气候工作组(Paleoclimate Working Group)提供计算机,谨此感谢。

参考文献

- 1 Carissimo B C, Oort A H, Vonder Haar T H. Estimating the meridional energy transports in the atmosphere and ocean. *J Phys Oceanogr*, 1985, 15: 82—91
- 2 Bryden H L. Ocean heat transport across 24°N latitude. In: McBean G, Hantel M, eds. *Interactions Between Global Climate Subsystems: the Legacy of Hann*. Washington D C: American Geophysical Union, 1993, 75: 65—75
- 3 Trenberth K, Caron J. Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports. *J Clim*, 2001, 14: 3433—3443
- 4 Broecker W S. The great ocean conveyor. *Oceanography*, 1991, 4: 79—89
- 5 Vellinga M, Wood R A. Global climatic impacts of a collapse of the Atlantic thermohaline circulation. *Clim Change*, 2002, 54: 251—267
- 6 Folland C K, Karl T R, Christy J R, et al. Observed climate variability and change. In: Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, et al, eds. *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. New York: Cambridge University Press, 2001. 99—182
- 7 Jansen E, Overpeck J, Briffa K R, et al. Palaeoclimate. In: Solomon S, Qin D, Manning M, et al, eds. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. New York: Cambridge University Press, 2007. 433—498
- 8 Rahmstorf S. The thermohaline ocean circulation—A system with dangerous thresholds? *Clim Change*, 2000, 46: 247—256
- 9 Cubasch U, Meehl G A, Boer G J, et al. Projections of Future Climate Change. In: Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, et al, eds. *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. New York: Cambridge University Press, 2001. 525—582
- 10 Meehl G A, Stocker T F, Collins W D, et al. Global Climate Projections. In: Solomon S, Qin D, Manning M, et al, eds. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. New York: Cambridge University Press, 2007. 747—846
- 11 Liu Z, Otto Bliesner B L, He F, et al. Transient Simulation of Last Deglaciation with a New Mechanism for Bølling-Allerød Warming. *Science*, 2009, 325: 310—314
- 12 Delworth T L, Mann M E. Observed and simulated multidecadal variability in the North Hemisphere. *Clim Dyn*, 2000, 16: 661—671
- 13 周天军, 张学洪, 王绍武. 大洋温盐环流与气候变率的关系. *科学通报*, 2000, 45: 421—424
- 14 Knight J R, Allan R J, Folland C K, et al. A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L20708
- 15 Zhang R, Vallis G K. The role of bottom vortex stretching on the path of the North Atlantic Western Boundary Current and on the Northern Recirculation Gyre. *J Phys Oceanogr*, 2007, 27: 2053—2080
- 16 Lu R, Dong B, Ding H. Impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the Asian summer monsoon. *Geophys Res Lett*, 2006, 33: L24701
- 17 李双林, 王彦明, 郜永祺. 北大西洋年代际振荡(AMO)气候影响的研究评述. *大气科学学报*, 2009, 32: 458—465
- 18 Li S, Bates G. Influence of the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) on the winter climate of East China. *Adv Atmos Sci*, 2007, 24: 126—135
- 19 Wang Y, Li S, Luo D. Seasonal response of Asian monsoonal climate to the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO). *J Geophys Res*, 2009, 114: D02112
- 20 Wu Z, Wang B, Li J, et al. An empirical seasonal prediction model of the east Asian summer monsoon using ENSO and NAO. *J Geophys Res*, 2009, 114: D18120
- 21 董敏, 何金海, 徐海明. 江淮入梅的年际变化及其与北大西洋涛动和海温异常的联系. *气象学报*, 2001, 59: 694—706

- 22 Lu R, Dong B. Response of the Asian Summer Monsoon to Weakening of Atlantic Thermohaline Circulation. *Adv Atmos Sci*, 2008, 25: 723—736
- 23 于雷, 郜永祺, 王会军, 等. 北大西洋淡水扰动试验中东亚夏季风气候的响应及其机制. *科学通报*, 2010, 55: 798—807
- 24 Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene Monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, 2001, 294: 2345—2348
- 25 McManus J F, Francois R, Gherardi J M, et al. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglaciation climate changes. *Nature*, 2004, 428: 834—837
- 26 Stanford J D, Rohling E J, Hunter S E, et al. Timing of meltwater pulse 1a and climate responses to meltwater injections. *Paleoceanography*, 2006, 21: PA4103
- 27 Lippold J, Grutznier J, Winter D, et al. Does sedimentary $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ from the Bermuda Rise monitor past Atlantic Meridional Overturning Circulation? *Geophys Res Lett*, 2009, 36: L12601
- 28 Gherardi J M, Labeyrie L, Nave S, et al. Glacial-interglacial circulation changes inferred from $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ sedimentary record in the North Atlantic region. *Paleoceanography*, 2009, 24: PA2204
- 29 Gil I M, Keigwin L D, Abrantes F G. Deglacial diatom productivity and surface ocean properties over the Bermuda Rise, northeast Sargasso Sea. *Paleoceanography*, 2009, 24: PA4101
- 30 Anderson R F, Lao Y, Fleisher M Q. Sedimentary $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ ratios are not a proxy for Atlantic meridional overturning circulation. *Geochim Cosmochim Acta*, 2009, 73(Suppl): A40
- 31 Cuffey K M, Clow G D. Temperature, accumulation, and ice sheet elevation in central Greenland through the last deglacial transition. *J Geophys Res*, 1997, 102: 26383—26396
- 32 Majoube M. Fractionnement en oxygène-18 et en deuterium entre l'eau et sa vapeur. *J Chim Phys*, 1971, 68: 1423—1436
- 33 Yurtsever Y. Worldwide survey of isotopes in precipitation. IAEA report, 1975
- 34 Mook W G, Gat J, Rozanski K, et al. Environmental isotopes in the hydrological cycle, principles and applications. UNESCO/IAEA Series, 2001, I - II: 63—67
- 35 Yeager S G, Shields C A, Large W G, et al. The low-resolution CCSM3. *J Clim*, 2006, 20: 2545—2566
- 36 Otto Bliesner B L, Brady E C, Clauzet G, et al. Last Glacial Maximum and Holocene climate in CCSM3. *J Clim*, 2006, 20: 2526—2544
- 37 Otto Bliesner B L, Brady E C. The sensitivity of the climate response to the magnitude and location of freshwater forcing: Last glacial maximum experiments. *Quat Sci Rev*, 2009, 29: 56—73
- 38 Renold M, Raible C C, Yoshimori M, et al. Simulated resumption of the North Atlantic meridional overturning circulation. *Quat Sci Rev*, 2009, 29: 101—112
- 39 Liu Z, Wu L, Gallimore R, et al. Search for the origins of Pacific decadal climate variability. *Geophys Res Lett*, 2002, 29: 1404
- 40 Wu L, Liu Z. Is tropical Atlantic variability driven by the North Atlantic Oscillation? *Geophys Res Lett*, 2002, 29: 1653
- 41 Wu L, Liu Z, Gallimore R, et al. Pacific decadal variability: The tropical Pacific mode and the North Pacific mode. *J Clim*, 2003, 16: 1101—1120
- 42 Zhong Y, Liu Z, Jacob R. Origin of pacific multi-decadal variability in community climate system model, version 3 (CCSM3): A combined statistical and dynamical assessment. *J Clim*, 2008, 21: 114—133
- 43 Wunsch C. What is the thermohaline circulation? *Science*, 2002, 298: 1179—1181
- 44 Otto Bliesner B L, Hewitt C D, Marchitto T M, et al. Last glacial maximum ocean thermohaline circulation: PMIP2 model intercomparisons and data constraints. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L12706
- 45 Curry W B, Oppo D W. Glacial water mass geometry and the distribution of $\delta^{13}\text{C}$ of ΣCO_2 in the western Atlantic Ocean. *Paleoceanography*, 2005, 20: PA1017
- 46 Petit J R, Jouzel J, Raynaud D, et al. Climate and atmospheric history of the past 420000 years from the Vostok ice core. Antarctica. *Nature*, 1999, 399: 429—436
- 47 Curry R, Dickson R R, Yashayaev I. A change in the freshwater balance of the Atlantic Ocean over the past four decades. *Nature*, 2003, 426: 826—830
- 48 Dickson B, Yashayaev I, Meincke J, et al. Rapid freshening of the deep North Atlantic over the past four decades. *Nature*, 2002, 416: 832—837
- 49 Bryden H, Longworth H R, Cunningham S A. Slowing of the Atlantic meridional overturning circulation at 25°N. *Nature*, 2005, 438: 655—657
- 50 Cunningham S A, Kanzow T, Rayner D, et al. Temporal variability of the Atlantic meridional overturning circulation at 26.5°N. *Science*, 2007, 317: 935—938