MIS 3 期南海西部上层水体古海洋学变化

杜江辉, 黄宝琦*

北京大学地球与空间科学学院, 造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京 100871

* 联系人, E-mail: bqhuang@pku.edu.cn

2009-03-02 收稿, 2009-04-29 接受

国家重点基础研究发展计划(编号: 2007CB815901)、国家自然科学基金(批准号: 40306007)和现代古生物学和地层学国家重点实验室开放课题(编号: 033109)资助项目

摘要 “太阳号” 17954 站位于南海西部越南岸外夏季上升流区, 沉积物记录了东亚夏季风的变化. 本次研究在 AMS ^{14}C 测年基础上建立了严格的年龄框架, 利用浮游有孔虫 *Globigerinoides ruber* (white s.s.) 的 Mg/Ca-古海水温度计, 对 17954 柱状样氧同位素三期(MIS 3)表层海水古温度和盐度进行估算, 并结合温跃层以及有孔虫初级生产力的变化探讨东亚夏季风在 MIS 3 期的变化. 研究表明, 17954 站 *G. ruber* 氧同位素与 NGRIP 冰芯以及葫芦洞石笋的氧同位素一样, 存在显著的千年尺度的波动, 显示了该海区表层环境变化与北半球高纬地区以及东亚夏季风变化的内在联系. 17954 站在 MIS 3 期中记录了 5 个明显的温跃层变浅时期 S1~S5, 其中 S1~S4 时期均有表层海水温度和盐度降低、生产力增加的状况, 表明在这些时期内有明显的上升流的存在, 指示了较强的东亚夏季风, 同时盐度的降低与夏季风带来较强的降水有关.

关键词

Mg/Ca
MIS 3

东亚夏季风
南海西部上升流
古海洋学

末次冰期以来的全球气候变化以不稳定的千年级甚至更低尺度的快速气候变化为特征. 深海氧同位素三期(Marine Isotope Stage 3, MIS 3)处在末次冰期两个最冷时期 MIS 2 和 MIS 4 之间, 是一个较温暖的间冰段. 在末次冰期中, 从格陵兰冰芯的记录识别出了由间冰阶(interstadials 缩写 IS)与冰阶(stadials)交替组成的 Dansgaard-Oeschger 旋回(D-O 旋回)^[1], 以及北大西洋深海沉积物中以冰筏沉积层为标志的剧烈变冷的 Heinrich 事件(H 事件)^[2~4]. 之后的研究证明, 除了北大西洋和格陵兰, 在欧洲地中海区域植被、奥地利阿尔卑斯地区的石笋, 中国的黄土、葫芦洞石笋、南海北部沉积物, 以及南美 Cariaco 盆地的沉积物中都发现了与 D-O 事件以及 H 事件类似的快速气候变化事件^[5~11], 表明这种快速的气候变化事件具有全球性.

MIS 3 期东亚季风演化的研究已有很多报道, 古里雅冰芯记录显示青藏高原在 MIS 3 期末出现了降水量增加 40% 的夏季风增强事件^[12], 南海北部 ODP1144 站位的浮游有孔虫分析表明在 35~29 ka BP 期间浮游有孔虫暖水种含量减少同时表层海水生产力增加, 指示了冬季风的加强, 在 52~46 ka BP 期间珠江输入量的增加代表了夏季风引起的降水量的增加^[13], 南海北部 17940 站花粉记录表明 MIS 3 期中高山针叶林、松属和蒿属花粉具有交替变化的现象, 指示了当时气候变化的不稳定性^[14]. 对南海西部越南岸外现代夏季上升流区^[15]的古海洋学分析研究, 对于探明上升流及其所反映的东亚夏季风快速变化有重要意义.

温度和盐度作为古海洋学的重要指标, 其计算方法一直是古海洋学发展的重要工具. 过去常用的

引用格式: 杜江辉, 黄宝琦. MIS 3 期南海西部上层水体古海洋学变化. 科学通报, 2009, 54: 3753~3760

Du J H, Huang B Q. Variations in upper water structure during MIS 3 from the western South China Sea. Chinese Sci Bull, doi: 10.1007/s11434-009-0388-8

<https://engine.scichina.com/doi/10.1360/csb2009-54-23-3753>

氧同位素($\delta^{18}\text{O}$)古温度方法^[16]以及有孔虫转换函数法^[17]均被发现在部分特定海区存在一定的缺陷,而长链不饱和烃(U_k^{37})温度计也因高温下容易分解,对热带、亚热带表层海水温度的估算误差较大而难以使用^[18]. Nürnberg 等人^[19]通过浮游有孔虫养殖实验发现的有孔虫壳体 Mg/Ca-古温度法可以部分解决这些问题,而为了消除壳体溶解造成的影响,最近的研究已经通过沉积捕获器、顶部岩芯等方法对不同海区进行了 Mg/Ca-古海水温度计的校正^[20-24]. 在此基础上,将其与有孔虫壳体氧同位素结合使用可以推算古海水氧同位素($\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$)和剩余海水氧同位素($\delta^{18}\text{O}_{\text{residue}}$),后者可以作为良好的古海水盐度的指标^[9,25-27]. 本次研究将利用 Mg/Ca-古海水温度计恢复 17954 站位在 MIS 3 期的表层海水温度(Sea Surface Temperature, SST)以及表层海水盐度(Sea Surface Salinity, SSS),并结合温跃层和生产力的变化对东亚夏季风在 MIS 3 期的变化进行探讨.

1 研究材料及方法

本次工作所采用的样品为中德合作“太阳号”1994 年 SONNE95 航次在越南岸外现代夏季上升流区的 17954 站位($14^{\circ}47.8'\text{N}$, $111^{\circ}31.5'\text{E}$)采集的重力柱状样(图 1),该站位共采集 3 个柱状样,本次工作的材料为 17954-2 沉积柱状样,长 1152 cm,水深 1515 m,记录了过去 200 ka 的沉积历史. 柱状样沉积物的岩性比较均一,属大陆坡沉积,为灰绿色的粉砂质泥,无明显浊流沉积^[28]. 本次研究针对 100~398.5 cm(包括 MIS 3 期)以 1.5 cm 的间隔采样,共得样品 217 个,用于微体古生物学鉴定和 Mg/Ca 测试. AMS ^{14}C 测年和 *Globigerinoides ruber*(white s.s.)壳体氧同位素数据参考文献^[28].

对于小于 21880 a BP 的 ^{14}C 测年数据利用 MARINE04 进行校正^[29],采用的海水滞留年龄为全球平均 400 a,南海地区滞留年龄差别 $\Delta R=(11\pm40)$ a. 较老的 ^{14}C 测年数据则采用 Fairbanks0107 进行校

图 1 17954 柱状样站位图

阴影表示现代夏季风上升流区^[15]

准^[30],南海 17954 站位滞留年龄为 256 a^[31],校准后具体年龄见表 1 和图 2.

每个样品中挑选 30 个左右 *G.ruber*(壳径 0.25~0.35 mm),由同济大学海洋地质国家重点实验室采用电感耦合等离子体光谱仪来测定 Mg/Ca 比值,其相对标准偏差小于 0.3%. 为了进行 Mg/Ca-SST 的计算,我们比较了 Dekens 等人^[21]对太平洋海区利用顶部岩芯法进行校正的公式, Rosenthal 和 Lohmann^[22]利用壳体重量进行校正的公式以及 Huang 等人^[24]在南海的沉积捕获器校正公式,结果表明, Dekens 和 Huang 的校正结果几乎完全一致,而 Rosenthal 和 Lohmann 的校正结果与之相比在末次盛冰期(Last Glacial Maximum, LGM)时有较大差别,但在 MIS 3 期内保持一致. 因此我们选用 Dekens 的公式进行 Mg/Ca-SST 的估算^[21].

表 1 17954 站位有孔虫壳体 AMS ^{14}C 测年及其校正

实验室编号	深度/cm	种属	^{14}C 年龄/a BP	日历年龄/cal a BP	误差/a	校正方法
BA05861	104.5	<i>G.ruber</i>	14810 $\pm$ 50	17280	227	Marine04 ^[29]
BA05862	141.5	<i>G.ruber</i>	19950 $\pm$ 60	23313	234	Marine04 ^[29]
BA05863	176.5	<i>G.ruber</i>	25180 $\pm$ 80	29913	189	Fairbanks0107 ^[30]
BA05864	223	<i>G.ruber</i>	29960 $\pm$ 120	35124	176	Fairbanks0107 ^[30]
BA05865	260.5	<i>G.ruber</i>	37920 $\pm$ 180	42706	234	Fairbanks0107 ^[30]
BA05935	302.5	<i>G.ruber</i>	39800 $\pm$ 200	44325	256	Fairbanks0107 ^[30]

$Mg/Ca=0.38\exp[0.09(SST-0.61d-1.6^{\circ}C)]$, 其中 Mg/Ca 的单位为 $mmol/mol$, SST 单位为 $^{\circ}C$, d 为沉积样在海水中的深度, 单位为 km , 标准差为 $1.2^{\circ}C$.

为了得到较精确的古盐度结果, 我们利用 Mulitza 等的古温度公式^[32]结合 $Mg/Ca-SST$ 以及有孔虫壳体 $\delta^{18}O$ 计算古海水氧同位素 $\delta^{18}O_{sw}$: $\delta^{18}O_{sw}=(Mg/Ca-SST-14.2)/4.44+\delta^{18}O$, 并加上 0.27‰ 使 $\delta^{18}O$ 由 PDB 标准转换为 SMOW 标准. 之后利用 Arz 等人^[33] 80 ka 以来高分辨率的海平面变化记录和 Waelbroeck 等人^[34]的全球冰量变化引起的 $\delta^{18}O_{sw}$ 变化与海平面升降的关系(海平面降低 130 m 导致 $\delta^{18}O_{sw}$ 增加 1.1‰), 将海平面变化的信息从 $\delta^{18}O_{sw}$ 中剔除, 剩余氧同位素 $\delta^{18}O_{residue}$ 就可以作为较精确的盐度指标^[9,27].

2 结果和讨论

2.1 年龄框架和氧同位素地层

为了获得更长、更可信的年龄框架, 我们把 17954 站有孔虫氧同位素曲线与 NGRIP 氧同位素(North Greenland Icecore Project members, 2004)^[35]和葫芦洞氧同位素曲线^[8]进行对比. 通过比较, 我们认为应舍去深度 302.5 cm 的测年数据. 此外, 还确定了 17954 站氧同位素曲线中 H5 和 H6 两个事件, 并以它们为两个年龄控制点: 深度 284.5 cm 处为 H5 事件, 对应葫芦洞中相对 H5 降温更明显的 H5'以及 NGRIP 中的 H5, 年龄确定为 48 kaBP; 深度 356.5 cm 处为 H6 事件结束, 对应葫芦洞和 NGRIP 中的 H6, 年龄为 60 ka BP^[8,35](图 2). 根据 AMS ^{14}C 测年数据以及事件年龄控制点, 通过线性插值法建立了 17954 站柱状样的年龄框架(图 3), 其平均沉积速率为 5.9 cm/ka . 而本次研究所选用的材料其年龄范围大致在 17~68 ka 之间, 而在讨论中我们将年龄限制在 20~65 ka 之间, 包括了整个 MIS 3 期.

我们在 17954 站氧同位素曲线中识别出了主要的 H 事件和 D-O 旋回, 并确定了它们的年龄(图 3). 对比发现, 17954 站氧同位素曲线与 NGRIP 氧同位素曲线和葫芦洞的氧同位素曲线同样显现出千年尺度的波动, 但从变化趋势来看, 17954 更与葫芦洞的氧同位素曲线一致. 目前, 众多的研究表明千年尺度的快速气候变化事件与中低纬地区的季风系统可能存在重要联系^[11]. 葫芦洞氧同位素记录的东亚夏季风带来的降水量与冬季风带来的降水量之比表明: 温

暖时, 夏季风增强, 降水量增加, 氧同位素变轻; 寒冷时则相反^[8]. 17954 站 MIS 3 期中的 D-O 旋回与葫芦洞石笋记录的 D-O 旋回基本一致, 可能反映了同样的机制, 即东亚夏季风及其降水的演化信息. 而过去研究已经表明在较长尺度上 17954 站氧同位素变化曲线中存在着 41, 23 ka 的轨道周期^[36], 显示了北半球高纬气候变化的信息. 因此在该站位氧同位素记录中, 高纬和低纬环境变化的影响均非常明显.

2.2 $Mg/Ca-SST$ 和 $\delta^{18}O_{residue}$ 的变化

根据 Mg/Ca -古海水温度计计算, 得出 17954 站 MIS 3 期 SST 变化为 $23.1\sim 26.7^{\circ}C$, 平均约 $25.0^{\circ}C$ (图 4(b)). 在 50 ka 以前, SST 的变化幅度较大, 之后波动较小. 其中在 21.4 ka(末次盛冰期, LGM)时温度为 $23.0^{\circ}C$, 与该站现代年均表层海水温度 $27.5^{\circ}C$ ^[1]相比下降大约 $4.5^{\circ}C$. ODP1145 站的结果也显示在 LGM 时, 南海北部也有大约 $4\sim 5^{\circ}C$ 的降温^[9]. 但是在 H 事件中 17954 站 SST 的下降都在 $2^{\circ}C$ 以内, 与其他海区相比降幅很小^[11]. $\delta^{18}O_{residue}$ 在 MIS 3 期的变化为 $-0.77\text{‰}\sim 0.94\text{‰}$, 平均约 0.2‰ (图 4(c)). 在 $Mg/Ca-SST$ 和 $\delta^{18}O_{residue}$ 曲线中都可以发现与氧同位素曲线非常剧烈的千年尺度波动(图 4(b), (c)), $\delta^{18}O_{residue}$ 与氧同位素的对比表明, 在间冰段(冰段)内 SSS 相对较低(较高), 而 SST 与氧同位素的对比则显示了同样的变化: 间冰阶(冰阶)对应相对较低(高)的 SST .

2.3 多种指标指示的上升流与东亚夏季风变化

17954 站柱状样位于南海现代唯一存在夏季上升流的地区, 其沉积物记录了晚第四纪以来东亚夏季风的变化情况^[28,36~38]. 先前的研究已经利用底栖和浮游有孔虫转换函数计算得到了 SST 、温跃层以及有孔虫初级生产力变化, 并以此来考察南海上升流对东亚季风的响应^[28,38], 得出了东亚夏季风在间冰期增强, 在冰期减弱; 东亚冬季风在间冰期减弱, 在冰期增强; 并且自 MIS5 期以来, 夏季风逐渐减弱, 冬季风逐渐增强的结论^[28,36,37,38].

本次研究中, 17954 站 MIS 3 期出现的间冰阶(冰阶)对应相对较低(高)的 SSS 和 SST 的现象需要联系其他上升流指标进行综合讨论. 相对较低(高)的 SSS 出现在间冰阶(冰阶)这一现象同样出现在南海北部的 ODP1145 站, ODP1144 站以及 Sulu 海和西太平洋暖池中^[9,39~41], 并被认为是与超级厄尔尼诺-南方涛动

1) World Ocean Atlas 2005, National Oceanographic Data Center. <http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA05F/woa05f.html>

(Super-ENSO)以及东亚季风变化所导致的降水增加(减少)有关^[41],在这些地区,SSS 的主要控制因素是降水-蒸发作用.因此具有相似海洋环境的 17954 站在间冰阶(冰阶)内出现的相对较低(高)的 SSS 事件也应该源自同样的机制.也就是说,其原因可能是东亚夏季风在间冰阶(冰阶)中得到加强(减弱).与此同时,17954 站特殊的 SST 的结果也可以为这种假设佐

证.同在南海海盆,若不考虑上升流的因素,17954 站 SST 与 ODP1145 站,ODP1144 站以及 Sulu 海的 SST 的变化趋势应该是一致的,即间冰阶(冰阶)出现相对较高(低)的 SST.而我们的结果恰恰相反,这表明,17954 站 MIS 3 期明显的受到上升流的影响.因此 17954 站的古气候是东亚夏季风引起的上升流和降雨共同作用的结果.

图 2 17954 站 *G. ruber* 氧同位素地层

三角形标注的为 ^{14}C 测年数据,十字形标注的为 H 事件年龄控制点,分别为 H5 和 H6. 前者为 48 ka BP, 后者为 60 ka BP, 通过与 NGRIP 冰芯以及葫芦洞石笋氧同位素对比得到

图 3 17954 站 *G. ruber* (a)、NGRIP 冰芯(b)以及葫芦洞石笋(c)氧同位素地层对比

灰色区域指示的是 Heinrich 事件,曲线上的数字标明的是 D-O 旋回中的 IS 事件^[8,35]

图 4 17954 站 MIS 3 期表层古海洋学替代性指标变化与葫芦洞石笋氧同位素的对比

(a) 葫芦洞石笋氧同位素曲线, (b) 17954 站 Mg/Ca-SST, (c) 17954 站盐度指标 $\delta^{18}\text{O}_{\text{residue}}$, (d) 17954 站温跃层深度, (e) 17954 站生产力变化, (f) 17954 站 *G. ruber* 壳体氧同位素。矩形区域标注的是 17954 站温跃层变浅的时期(S1~S5), 浅灰色填充的为有明显上升流存在的时期, 深灰色填充的为无明显上升流存在的时期

在本次的年龄框架基础上, 我们对已有的 17954 站位 MIS 3 期温跃层和生产力数据^[28]重新进行研究, 发现温跃层深度有 5 次明显的变浅时期: 25.5~26.8, 30.8~32.3, 36.3~39.3, 48~50.6 和 55.7~57 ka BP, 分别称之为 S1~S5。同时从总体上来看, 自 MIS 3 期以来温跃层深度逐渐变深(图 4(d))。以常见的指示高生产力的浮游有孔虫属种 *Neogloboquadrina dutertrei* 和 *Globigerina bulloides* 的百分含量为指标的生产力变化与浮游有孔虫转换函数得到的温跃层变化非常一致(图 4(d), (e))。温跃层与 Mg/Ca-SST, $\delta^{18}\text{O}_{\text{residue}}$

和 $\delta^{18}\text{O}$ 同样可以识别出类似的千年级波动事件。其中 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线中 IS3 之后紧邻的暖事件, IS5, IS8, IS13 分别与温跃层变浅的 S1~S4 事件对应, 而 S5 对应的是 IS15 和 IS16 之间的冰阶, 此外其他 IS 事件与温跃层变浅无明显对应关系。与温跃层相同, 生产力在这些暖事件中也表现出明显的高值。因此, 我们认为, 与暖事件同步的 S1~S4 中出现的浅温跃层, 高生产力, 低 SST 的现象是上升流增强的结果。而同一时期出现的低 SSS 则是降水或者淡水输入增加的结果。这两者共同表明在这些时期内东亚夏季风有明显的

加强. 这一结果也与葫芦洞石笋氧同位素记录的间冰阶内夏季风降水增强^[8]相一致. 然而, S5 这一时期则与 S1~S4 不同, 温跃层的变浅, SST 的降低无法确定是否是上升流增强的结果, 因为这时处于冰阶内, 较冷的气候条件同样能造成这样的现象. 由于受到我们材料的分辨率的限制, 我们只能在有温跃层明显变浅的 S1~S4 事件内讨论 IS 事件与 SST 和 SSS 的关系以及东亚夏季风的变化, 至于在其他间冰阶(冰阶)内发现的低(高)SST 和 SSS 是否对应东亚系季风增强(减弱), 需要更高分辨率材料的研究才能揭示.

同时, 我们的结果暗示, 贸然地将一个地区的盐度的变化当作上升流强弱的指标是存在问题的: 低纬海区的盐度可能更多的是受到大气-海洋之间水热交换的影响, 上升流的影响并不很重要. 目前很多研究都试图利用 $\delta^{18}\text{O}_{\text{residue}}$ 所代表的盐度用作降水的指标并进一步用于指示蒸发——降水的变化, 而这一研究尤其集中在对热带辐合带(Intertropical Convergence Zone, ITCZ)对水汽循环以及降水影响的讨论上^[11,42,43]. Leduc 等人^[11]对巴西岸外 Cariaco 盆地沉积物的研究表明在 H 事件发生时, 由于中美洲地区 ITCZ 的南移引起巴拿马海峡两侧的盐度发生截然相反的变化: 赤道东太平洋盐度增加而加勒比海盐度降低, 这使得形成北大西洋深层水关键的墨西哥湾暖流受到影响, 导致温盐环流的中断, 因此触发了全球气候变化的开关, 导致千年级的快速气候变化事件发生. 这种以温盐环流变化来解决末次冰期以来快速气候变化的方法受到广泛的支持^[44]. Schiller 等人^[45]的模拟实验表明北半球径向温度梯度

的增加, 会导致大西洋 ITCZ 的南移. 17954 站的古环境记录中同样反映了这一点(图 4): 当 H 事件发生时, 有孔虫 Mg/Ca 所指示的温度和盐度的变化幅度远不如东赤道太平洋大^[11], 这就表明在 H 事件发生时低纬地区径向温度梯度的增加可能是存在的. 而这样的变化是否与长期的厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)有关^[41,46]还是需要进一步的研究.

3 结论

通过 Mg/Ca-SST 和盐度指标 $\delta^{18}\text{O}_{\text{residue}}$ 的估算, 本研究揭示了 MIS 3 期南海西部上部水体温度、盐度、上升流变化情况以及与东亚夏季风的关系.

(1) 17954 站柱状样浮游有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 记录显现出明显的千年尺度的波动, 通过与 NGRIP 冰芯氧同位素和葫芦洞石笋氧同位素曲线的对比可以识别出 H2~H6 以及 D-O 旋回的 IS3~17. 总的来看, 17954 站浮游有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线更与葫芦洞的氧同位素曲线接近, 这表明南海西部古气候变化不仅包含北半球高纬地区气候变化信息, 低纬地区环境变化的影响, 如东亚夏季风带来的降水变化, 更为重要,

(2) 17954 站 MIS 3 期的 SST 和 SSS 都显示明显的千年尺度波动, 并具有间冰阶(冰阶)与低(高)SST 和 SSS 对应的现象.

(3) MIS 3 期 17954 站温跃层有 5 个明显的变浅期 S1~S5, 其中与暖事件同时发生的 S1~S4, 均伴随着 SST 降低、生产力升高的现象, 显示这些时期内具有明显的上升流. SSS 的降低则指示东亚夏季风带来降水的增加, 这两者共同表明在这些时期内东亚夏季风有明显的增强.

致谢 基尔大学地球科学系为本次研究提供样品, 同济大学海洋地质国家重点实验室为本次研究进行浮游有孔虫 Mg/Ca 比值测试, 徐建博士在论文撰写中给我们提出了宝贵意见, 在此一并致谢.

参考文献

- 1 Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, et al. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 1993, 364: 218—220[[doi](#)]
- 2 Heinrich H. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130000 years. *Quat Res*, 1988, 29: 142—152[[doi](#)]
- 3 Bond G, Heinrich H, Broecker W S, et al. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic Ocean during the last glacial period. *Nature*, 1992, 360: 245—249[[doi](#)]
- 4 Broecker W S. Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature*, 1994, 372: 421—424[[doi](#)]
- 5 Tzedakis P C, Frogley M R, Lawson I T, et al. Ecological thresholds and patterns of millennial-scale climate variability: The response of vegetation in Greece during the last glacial period. *Geology*, 2004, 32: 109—112

- 6 Spötl C, Mangini A. Stalagmite from the Austrian Alps reveals Dansgaard-Oeschger events during isotope stage 3: Implications for the absolute chronology of Greenland ice cores. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 203: 507—518[[doi](#)]
- 7 Fang X M, Ono Y, Fukusawa H, et al. Asian summer monsoon instability during the past 60000 years: Magnetic susceptibility and pedogenic evidence from the western Chinese Loess Plateau. *Earth Planet Sci Lett*, 1999, 168: 219—232[[doi](#)]
- 8 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[[doi](#)]
- 9 Oppo D W, Sun Y. Amplitude and timing of sea-surface temperature change in the northern South China Sea: Dynamic link to the East Asian monsoon. *Geology*, 2005, 33: 785—788[[doi](#)]
- 10 Peterson L C, Haug G H, Hughen K A, et al. Rapid changes in the hydrological cycle of the tropical Atlantic during the last glacial. *Science*, 2000, 290: 1947—1951[[doi](#)]
- 11 Leduc G, Vidal L, Tachikawa K, et al. Moisture transport across Central America as a positive feedback on abrupt climatic changes. *Nature*, 2007, 445: 908—911 [[doi](#)]
- 12 Shi Y F, Yu G, Liu X D, et al. Reconstruction of the 30~40 ka BP enhanced Indian monsoon climate based on geological records from the Tibetan Plateau. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2001, 169: 69—83[[doi](#)]
- 13 黄宝琦, 杨文瑜. 南海北部氧同位 3 期时上部海水结构的变化. *第四纪研究*, 2006, 26: 436—441
- 14 罗运利, 孙湘君. 南海深海沉积物花粉记录的快速气候波动事件. *第四纪研究*, 1999, 6: 536—540
- 15 Wiesner M G, Zheng L, Wong H K, et al. Fluxes of particulate matter in the South China Sea. In: Ittekkot V, Schöfer P, eds. *Particle Fluxes in the Ocean*. London: John Wiley & Sons Ltd, 1996. 293—312
- 16 Emiliani C. Pleistocene temperatures. *J Geol*, 1955, 63: 538—578[[doi](#)]
- 17 Imbrie J, Kipp N G. A new micropaleontological method quantitative paleoclimatology: Application to a late pleistocene Caribbean core. In: Turekian K K, ed. *The Late Cenozoic Ice Ages*. New Haven and London: Yale University Press, 1971. 71—181
- 18 Herbert T D. Alkenone Paleotemperature Determinations. In: Elderfield H, ed. *The Oceans and Marine Geochemistry*. Vol 6. Oxford: Elsevier-Pergamon, 2003. 391—432
- 19 Nürnberg D, Bijma J, Hemleben C, et al. Assessing the reliability of magnesium in foraminiferal calcite as a proxy for water mass temperatures. *Geochim Cosmochim Acta*, 1996, 60: 803—814 [[doi](#)]
- 20 Elderfield H, Ganssen G. Past temperature and $\delta^{18}\text{O}$ of surface ocean waters inferred from foraminiferal Mg/Ca ratios. *Nature*, 2000, 405: 442—445[[doi](#)]
- 21 Dekens P S, Lea D W, Pak D K, et al. Core top calibration of Mg/Ca in tropical foraminifera: Refining paleotemperature estimation. *Geochem Geophys Geosyst*, 2002, 3 [[doi](#)]
- 22 Rosenthal Y, Lohmann G P. Accurate estimation of sea surface temperatures using dissolution-corrected calibrations for Mg/Ca paleothermometry. *Paleoceanography*, 2002, 17: 1044 [[doi](#)]
- 23 Barker S, Cacho I, Benway H, et al. Planktonic foraminiferal Mg/Ca as a proxy for past oceanic temperatures: A methodological overview and data compilation for the Last Glacial Maximum. *Quat Sci Rev*, 2005, 24: 821—834[[doi](#)]
- 24 Huang K F, You C F, Lin H L, et al. In situ calibration of Mg/Ca ratio in planktonic foraminiferal shell using time series sediment trap: A case study of intense dissolution artifact in the South China Sea. *Geochem Geophys Geosyst*, 2008, 9: Q04016 [[doi](#)]
- 25 Lea D W, Pak D K, Spero H J. Climate impact of late quaternary equatorial Pacific Sea Surface Temperature variations. *Science*, 2000, 289: 1719—1724[[doi](#)]
- 26 Lea D W, Pak D K, Belanger C L, et al. Paleoclimate history of Galápagos surface waters over the last 135000 yr. *Quat Sci Rev*, 2006, 25: 1152—1167[[doi](#)]
- 27 Rashid H, Flower B P, Poore R Z, et al. A ~25 ka Indian Ocean monsoon variability record from the Andaman Sea. *Quat Sci Rev*, 2007, 26: 2586—2597[[doi](#)]
- 28 杨文瑜, 黄宝琦, 肖洁, 等. 南海西部浮游有孔虫记录 MIS 3 期表层海洋环境变化. *第四纪研究*, 2008, 8: 437—446
- 29 Hughen K A, Baillie M G L, Bard E, et al. Marine04 Marine radiocarbon age calibration, 0—26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, 2004, 46: 1059—1086
- 30 Fairbanks R G, Mortlock R A, Chiu T C, et al. Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50, 000 years BP based on paired $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ and ^{14}C dates on pristine corals. *Quat Sci Rev*, 2005, 24: 1781—1796[[doi](#)]
- 31 Butzin M, Prange M, Lohmann G. Radiocarbon simulations for the glacial ocean: the effects of wind stress, Southern Ocean sea ice and Heinrich events. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 235: 45—61[[doi](#)]
- 32 Mulitza S, Bolotovskoy D, Donner B, et al. Temperature: $\delta^{18}\text{O}$ relationships of planktonic foraminifera collected from surface waters. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2003, 202: 143—152[[doi](#)]
- 33 Arz H W, Lamy F, Canopolski A, et al. Dominant Northern Hemisphere climate control over millennial-scale glacial sea-level variability. *Quat Sci Rev*, 2007, 26: 312—321[[doi](#)]
- 34 Waelbroeck C, Labeyrie L, Michel E, et al. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic

- records. *Quat Sci Rev*, 2002, 21: 295—305[[doi](#)]
- 35 North Greenland Ice Core Project Members. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, 2004, 431: 147—151
- 36 Jian Z M, Huang B Q, Kuhnt W, et al. Late Quaternary Upwelling intensity and East Asian Monsoon forcing in the South China Sea. *Quat Res*, 2001, 55: 363—370[[doi](#)]
- 37 Huang B Q, Jian Z M, Cheng X R, et al. Foraminiferal responses to upwelling variations in the South China Sea over the last 220 000 years. *Mar Micropaleontol*, 2003, 47: 1—15[[doi](#)]
- 38 黄宝琦, 翦知潜. 越南岸外晚第四纪上升流与东亚夏季风变迁. *第四纪研究*, 1999, 6: 518—525
- 39 Böhning C, Sarnthein M, Erlenkeuser H. Toward a high-resolution stable isotope stratigraphy of the last 1.1 my: Site 1144, South China Sea. In: Prell W L, Wang P X, Blum P, et al, eds. *Proc ODP, Sci Results*, 2004, 184: 1—29
- 40 Dannenmann S, Linsley B K, Oppo D W, et al. East Asian monsoon forcing of suborbital variability in the Sulu Sea during Marine Isotope Stage 3: Link to Northern Hemisphere climate. *Geochem Geophys Geosyst*, 2003, 4: 1001 [[doi](#)]
- 41 Stott L, Poulsen C, Lund S, et al. Super ENSO and global climate oscillations at millennial time scales. *Science*, 2002, 297: 222—226[[doi](#)]
- 42 Haug G H, Hughen K A, Sigman D M, et al. Southward migration of the intertropical convergence Zone through the Holocene. *Science*, 2001, 293: 1304—1308 [[doi](#)]
- 43 Yancheva G, Nowaczyk N R, Mingram J, et al. Influence of the Intertropical convergence zone on the East Asian monsoon. *Nature*, 2007, 445: 74—77 [[doi](#)]
- 44 Broecker W S. Does the Trigger for abrupt climate change reside in the Ocean or in the Atmosphere? *Science*, 2003, 300: 1519—1522 [[doi](#)]
- 45 Schiller A, Mikolajewicz U, Voss R. The stability of the North Atlantic thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere general circulation model. *Clim Dyn*, 1997, 13: 325—347[[doi](#)]
- 46 Koutavas A, Lynch-Stieglitz J, Marchitto T M, et al. El Niño like pattern in ice age tropical Pacific sea surface temperature. *Science*, 2002, 297: 226—230[[doi](#)]