科学通报 2014 年 第 59 卷 第 18 期: 1761 ~ 1768
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS

砗磲记录的南海西沙晚全新世温暖期的高海温特征

晏宏[①②†], 孙立广[①†*], 邵达[①], 王玉宏[③], 韦刚健[④]

① 中国科学技术大学地球和空间科学学院, 合肥 230026;
② 中国科学院地球环境研究所, 黄土与第四纪地质国家重点实验室, 西安 710075;
③ 宁波大学先进管理研究中心, 宁波 315211;
④ 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640
† 同等贡献
* 联系人, E-mail: slg@ustc.edu.cn

2014-01-11 收稿, 2014-03-05 接受, 2014-05-15 网络版发表
中国科学院战略性先导科技专项(XDA05080302)、国家自然科学基金(41176042)和国家重点基础研究发展计划(2010CB428902, 2013CB955900)资助

摘要 IPCC 第四次报告中利用长尺度综合法获得的全球平均温度表明北半球 20 世纪后半叶的温度很可能是过去 1300 年来最高的 50 年, 并且 20 世纪最后 10 年很可能是过去 1300 年中最温暖的 10 年. 但是, 此结论仍然存在争议, 其中一个争论的焦点就是最近半个世纪的温度是否高于中世纪气候异常期(Medieval Climate Anomaly, MCA, AD 800~1300)和罗马暖期(Roman Warm Period, RWP, BC 200~AD 400)这两个距今最近的晚全新世自然温暖期. 本研究从南海北部西沙群岛采集了两个库式砗磲, 定年结果显示这两个砗磲的存活时代分别位于 MCA 期间(AD 990±40)和 RWP 期间(AD 50±40). 对这两个砗磲进行高分辨率δ^{18}O 和 Sr/Ca 比值测试, 结合前期现代砗磲的研究结果, 定量重建了 MCA 期间(AD 990±40)和 RWP 期间(AD 50±40)两个时间段的高分辨率海表面温度(sea surface temperatures, SSTs). 结果表明 AD 990±40 和 AD 50±40 附近的平均 SST 分别为 28.1 和 28.7℃, 比 AD 1994~2005 的平均 SST 分别高出了 0.8 和 1.4℃. 根据本研究中砗磲的高分辨率高精度定量重建结果, 结合中国东部和西北地区其他树轮、湖泊沉积物、文献记录等重建结果, 认为在中国西北到南海北部的广大区域, 最近几十年的温度很可能并没有超过 MCA 时期的自然变化范围.

关键词
砗磲
南海
晚全新世
自然暖期
海表面温度

晚全新世气候重建能够让我们了解现今的全球变暖在长时间气候变化中的位置, 并能帮助理解过去和未来气候变化中自然和人类因素的贡献. 许多最近的研究工作关注这个时间段中的气候变化, 但对于晚全新世气候特性和现今全球变暖的历史地位仍有争议. 例如, 最近的大尺度综合分析得出的全球平均温度表明 20 世纪后半叶北半球温度可能是至少 1300 年以来最暖的 50 年并且 20 世纪 90 年代可能是最暖的 10 年[1~3]. 但这仍然存在着争论, 其中一个争论的焦点就是最近半个世纪的温度是否高于中世纪气候异常期 (Medieval Climate Anomaly, MCA, AD 800~1300)[4]和罗马暖期 (Roman Warm Period, RWP, BC 200~AD 400)[5]这两个距今最近的自然温暖期[6~10].

这些争论的产生主要是由于当前可利用的替代性指标气候重建记录不足造成的. 第一, 目前报道的替代性指标记录大多来自北半球中高纬地区, 而来自南半球和热带地区的温度重建却很少报道[1~3]. 第二, 最近 20 年间, 年分辨率的树轮记录在广大陆地地区被广泛发展, 但高分辨率的晚全新世海洋温度

引用格式: 晏宏, 孙立广, 邵达, 等. 砗磲记录的南海西沙晚全新世温暖期的高海温特征. 科学通报, 2014, 59: 1761–1768
英文版见: Yan H. Sun L G, Shao D, et al. Higher sea surface temperature in the northern South China Sea during the natural warm periods of late Holocene than recent decades. Chin Sci Bull, 2014, 59, doi: 10.1007/s11434-014-0317-3

记录却十分有限[1~3]. 第三, 在 Mann 等人[1]的温度集成汇编中有超过 1200 条重建记录被使用, 但只有 25 条记录覆盖了最近的 2000 年. 第四, 季节和亚季节变化是气候系统的重要组成, 但除了热带地区珊瑚记录以外, 还很少有重建结果涉及气候的季节和亚季节变化. 因此, 我们仍然需要更多横跨最近 2000 年的高分辨率替代性指标记录, 尤其是一直以来缺乏的高分辨率海洋温度记录, 来深入理解当前全球变暖的历史地位、机制和未来趋势.

库氏砗磲是全球海洋中最大的双壳类物种[11]. 库氏砗磲有着硬且致密的文石外壳, 在其内壳层上有日生长纹, 是高分辨率古气候重建的理想材料[12,13]. 砗磲碳酸盐壳体在形成过程中与周围海水达成氧同位素比值(δ^{18}O)分馏平衡, 是一种可用的古环境替代性指标, 已经被用来作为晚第四纪海平面和温度变化的替代性记录[12,14~18]. 在前期工作中, 我们发现采自南海西沙的现代砗磲样品 YX1(图 1 和 2)的高分辨率δ^{18}O 也与周边海水环境达成了氧同位素分馏平衡[19]. 现代砗磲 YX1 壳体的δ^{18}O 与海水δ^{18}O 以及 SST 之间的关系符合前人计算的文石类生物碳酸盐平衡分馏方程[19,20]: T(℃)=21.8−4.69×(δ^{18}O−$\delta^{18}O_W$), 其中δ^{18}O 对温度的斜率关系为−0.213‰℃$^{-1}$.

Sr/Ca 比值是珊瑚研究中常用的古温度指标[21~24], 被广泛用于第四纪海表面温度变化重建. 最近, 也有一些研究开始尝试发展砗磲 Sr/Ca 比值作为 SST 的潜在替代性指标[19,25]. 在前期工作中, 我们使用电感耦合等离子体发射光谱仪(ICP-OES)对采自西沙群岛的现代库氏砗磲 YX1 进行 Sr/Ca 比值测试, 结果显示高分辨率 Sr/Ca 序列具有清晰的年周期(图 2), 与 SST 的季节变化显著相关且几乎不受砗磲壳体本身生理作用影响[19]. 在随后的研究中(未发表), 我们又发现砗磲的 Sr/Ca 比值在同种砗磲的不同个体间有良好的可重复性, 而且基本不受到年龄、个体大小、尺寸、营养水平等因素的影响. 据此得到结论认为南海西沙的库氏砗磲的 Sr/Ca 比值主要受海水温度控制, 是良好的古温度替代性指标[19].

在 2008 年的野外工作中, 我们从南海采集了两个死去的库氏砗磲样品(命名为 SD1 和 DD1), AMS ^{14}C

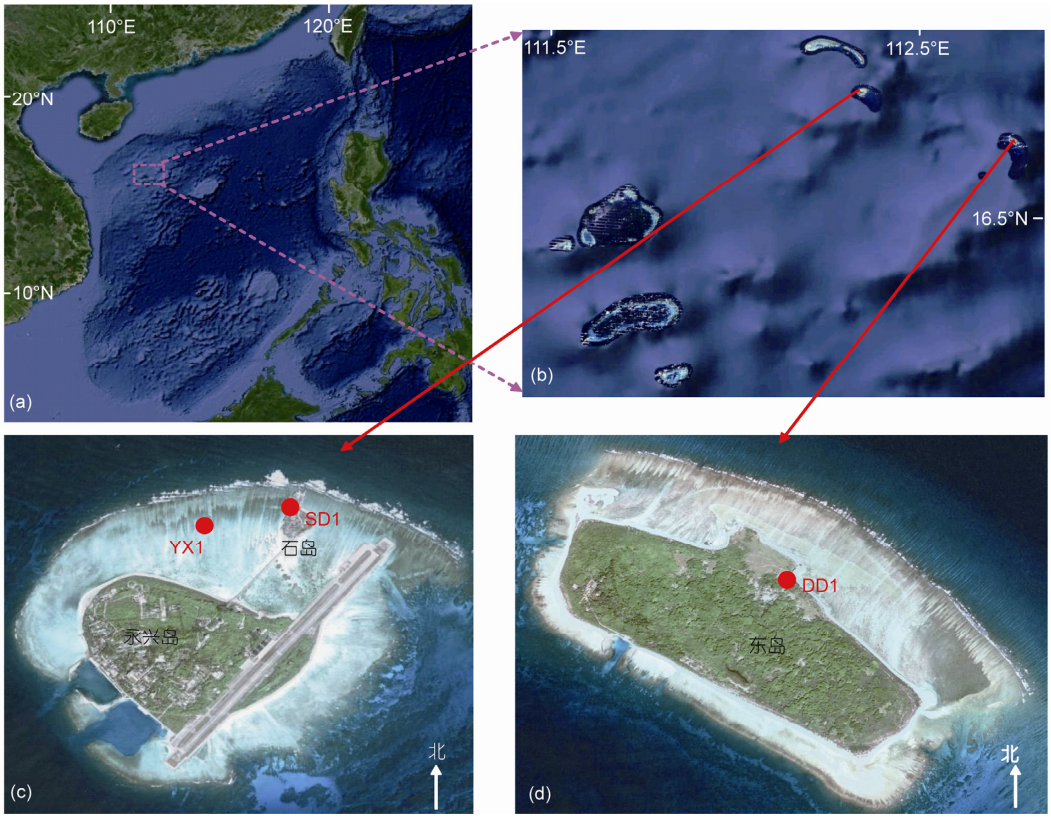


图 1 南海西沙砗磲采样地图

(a) 中国南海; (b) 西沙群岛; (c) 永兴岛和石岛; (d) 东岛. YX1, SD1 和 DD1 的采样点已标注在图中

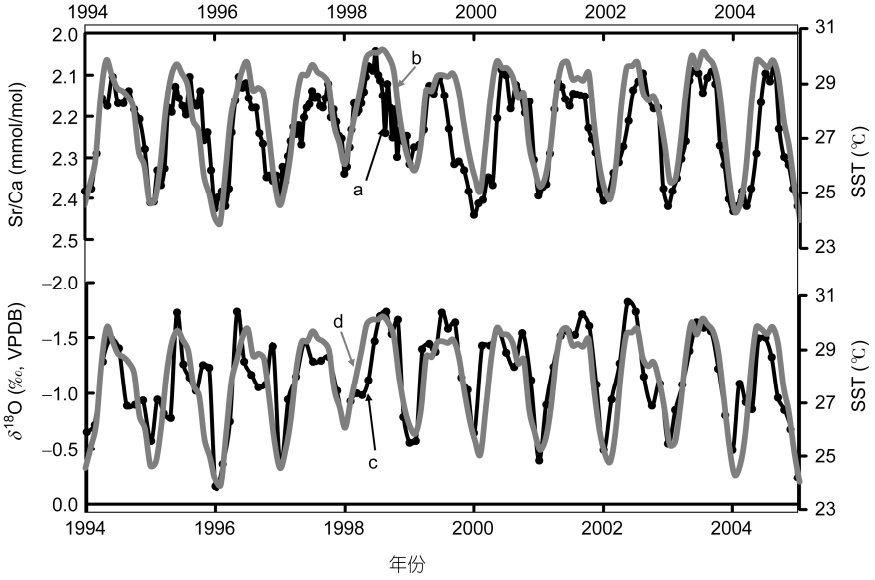


图 2　现代库式砗磲高分辨率δ^{18}O 和 Sr/Ca 序列

Sr/Ca 序列(带点的黑线, a), δ^{18}O(带点的黑线, c)及 1994~2005 年仪器记录的 SST(灰线 b 和 d). Sr/Ca 比值和δ^{18}O 数据来自现代库氏砗磲 YX1[19]

定年结果表明其分别存活于 RWP 和 MCA. 在本项研究中, 将对 SD1 和 DD1 进行高分辨率 Sr/Ca 比值和δ^{18}O 的分析, 并尝试重建晚全新世温暖期南海西沙地区的高分辨率气候信息.

1　材料和方法

1.1　采样

石岛(16°50′N, 112°20′E)和东岛(16°40′N, 112°44′E)坐落于南海西沙群岛, 是面积分别为 0.08 和 1.55 km^2 的椭圆形热带珊瑚岛(图 1). 南海西沙地区气候的季节变化主要由东亚季风控制, 夏季以西南季风为主(暖湿), 冬季以东北季风为主(干冷).

在本研究中, 两个库氏砗磲样品于 2008 年 3 月采自石岛和东岛, 分别被命名为 SD1 和 DD1(图 1). 采样地点位于石岛和东岛的北部海滩, 宽阔珊瑚礁盘的边缘. SD1 和 DD1 存活时很可能生活在临近的珊瑚礁盘上, 在死亡后被海浪带到岸边. 石岛和东岛北部的珊瑚礁盘的水深、水温等都比较相似, 这也使得 SD1, DD1 和现代样品 YX1(采样点靠近 SD1)之间的比较是可信的.

SD1 宽 32 cm, 长 51 cm, 而 DD1 宽 38 cm, 长 74 cm (图 3). X 射线衍射(X-ray diffraction, XRD)分析表明 SD1 和 DD1 几乎全由文石组成, 与其他地区的库氏砗磲成分分析结果一致[17]. 沿着砗磲背部的最长生长棱将砗磲切开, 其切面显示为两个不同的生长区域: 内壳和外壳(图 3). 内壳被很好地保存但外壳有明显的侵蚀痕迹(图 3). 因此在本研究中我们主

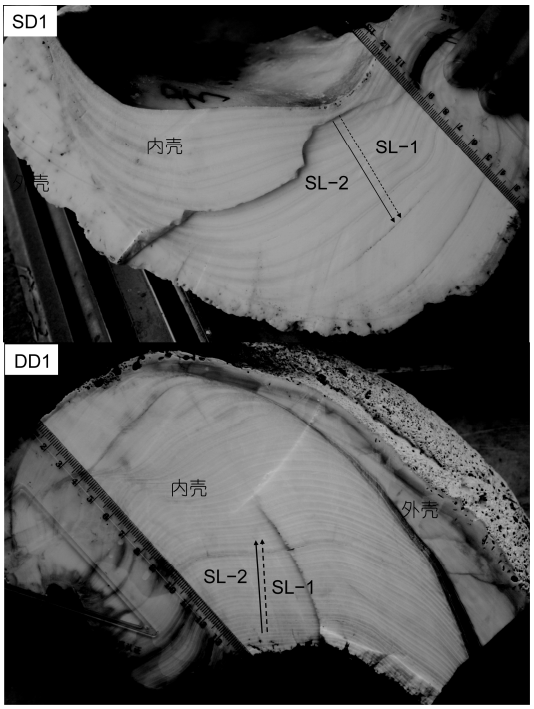


图 3　砗磲 SD1 和 DD1 的径向切面

径向切面明显分为两个不同的生长区域: 内壳和外壳. 带箭头黑线表示稳定同位素(SL−1, 虚线)和 Sr/Ca 比值(SL−2, 实线)的取样线. 箭头指示取样方向

要关注 SD1 和 DD1 的内壳部分, 这两个砗磲的内壳部分能够用肉眼观测到清晰的生长纹层. 将两个砗磲切面处理为厚约 0.5 cm 的薄片, 以备实验需要.

1.2 Sr/Ca 比值和稳定氧同位素分析

Sr/Ca 比值分析的粉末样品是沿着取样线使用微钻采集(取样线见图 3), DD1 的采样间隔为 0.18 mm, SD1 为 0.3 mm (除开始的 5 mm 为 0.15 mm 的间隔). 取样间隔是根据年生长线的宽度决定以保证每年超过 12 个样品. 共取得 SD1 的样品 198 个(大约每年 18 个)和 DD1 的样品 230 个(大约每年 15 个). 对于每个样品, 采集 0.5~1.5 mg 的样品加入 1%的 HNO_3 完全溶解, 然后稀释至 20~30 g 的溶液. 取约 10 g 溶液用于 Sr/Ca 的测试, Sr/Ca 比值分析在中国科学技术大学极地环境研究室的 Perkin Elmer 公司 2100DV 型电感耦合等离子体发射光谱仪 ICP-OES 上进行. 分别选取 317.933 和 407.771 nm 波长来测量 Ca 和 Sr. 样品的 Sr/Ca 比值通过分析一系列标准溶液以外部标准校正的方法获得, 具体方法参照文献[26]. 插入的监控标准样品平均值为 2.183±0.001 mmol/mol, 相对标准偏差为±0.46‰, 完全符合文献讨论的 Sr/Ca 温度计所需要的精度.

单次微钻取样量并不足以满足 $\delta^{18}O$ 和 Sr/Ca 的分析测试, 因而 $\delta^{18}O$ 分析的样品与 Sr/Ca 分析使用的并不相同. 同位素分析使用的样品粉末是以 0.356 mm 间隔沿取样线使用微钻在 SD1 和 DD1 上钻取的(取样线见图 3). 共取得 SD1 的样品 151 个(大约每年 14 个)和 DD1 的样品 117 个(大约每年 8 个). $\delta^{18}O$ 比值使用中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学与年代学重点实验室的 GV IsoPrime® Ⅱ稳定同位素比值质谱仪(IRMS)和在线碳酸盐制备系统(MultiPrep® Ⅱ)联用分析. 大约 70~100 μg 样品在真空和恒温 90℃的独立反应锅中与比重为 1.92 的磷酸酐反应. 逸出气体通过低温净化去除水汽和不凝性气体. 样品中净化过的 CO_2 通过毛细管引入质谱仪并对照已知同位素组成标准进行测试. 质谱仪使用一个内部碳酸盐标准进行校准(GBW04405), 其 $\delta^{18}O$ 比值为−8.49‰±0.14‰(V-PDB). 10 次标准分析给出的外部精度(1σ)小于 0.08‰. $\delta^{18}O$ 分析结果的平均内部精度为 0.06‰(1σ).

1.3 定年以及高分辨率 Sr/Ca 和 $\delta^{18}O$ 序列的年代学设定

SD1 和 DD1 分别自其中部选择了 1 个和 2 个样品进行 AMS ^{14}C 测试. 定年分析在美国加州大学地球系统科学系进行.

SD1 和 DD1 的 Sr/Ca 和 $\delta^{18}O$ 序列的年代学基于我们之前研究的方法建立[19]. 每一个年周期 Sr/Ca ($\delta^{18}O$)数据的最高值对应为一月, 而相邻两个最高 Sr/Ca($\delta^{18}O$)值之间的数据点年代则通过等时间跨度的线性内插确定[19]. 在统计分析前, 将 Sr/Ca 和 $\delta^{18}O$ 序列通过线性内插调整至月分辨率.

1.4 利用砗磲 Sr/Ca 计算 SST 的方法

在我们之前的工作中, 分别基于所有月份数据和极端数据(1, 6 和 7 月)的器测 SST 与现代砗磲 Sr/Ca 比值建立了两个校正方程[19]. 基于所有月份建立的回归公式为 SST(℃)=60.1−14.41×Sr/Ca (mmol/mol), r^2=0.71, n=133, 而基于极端数据建立的回归公式为 SST(℃)=64.93−16.60×Sr/Ca (mmol/mol), r^2=0.95, n=34. 检验结果显示通过所有月份数据回归建立的方程误差较大, 而极端数据所得方程能更好地重建 SST[19]. 因此, 这里使用极端数据获得的方程来计算晚全新世暖期的 SST.

2 结果与讨论

2.1 AMS ^{14}C 定年结果

AMS 定年结果为(表 1): 1460±15 a BP (SD1), 2340±15 a BP(DD1)和 2305±15 a BP(DD1). 使用 CalPal-

表 1 AMS ^{14}C 定年结果

样品编号	定年材料	^{14}C 原始年龄(a BP)	校正年龄(a BP) 2σ	校正年龄(AD) 2σ
sdcq−4(SD1)	碳酸盐粉末	1460±15	960±40	990±40
ddcq−3(DD1)	碳酸盐粉末	2340±15	1920±40	30±40
ddcq−2(DD1)	碳酸盐粉末	2305±15	1880±40	70±40

2007-marine 模式校正放射碳年龄为 960±40 a BP (AD 990±40), 1920±40 a BP (AD 30±40)和 1880±40 a BP(AD 70±40)[27,28]. 校正的 AMS ^{14}C 结果表明 SD1 生活的年代为 AD 990±40 附近(MCA 期间), 而 DD1 生活的年代为 AD 50±40 附近(RWP 期间).

2.2 Sr/Ca 和δ^{18}O 结果

由 ICP-OES 获得的 SD1 和 DD1 高分辨率 Sr/Ca 比值序列有着良好的年周期循环, 与现代砗磲样品 YX1 类似(图 4)[19]. SD1 和 DD1 的 Sr/Ca 序列中分别记录了 11 和 15 个年周期. SD1 和 DD1 的平均 Sr/Ca 比值分别为 2.18±0.10 mmol/mol(n=198)和 2.12±0.10 mmol/mol(n=230), 分布范围分别为 1.93~2.39 和 1.90~2.38 mmol/mol (图 4). 对 SD1, DD1 和现代砗磲样品 YX1(2.24 mmol/mol)平均 Sr/Ca 比值的差异双侧检验的 P 值小于 0.01.

SD1 和 DD1 的高分辨率δ^{18}O 记录也有着清晰的年循环, 夏季偏负而冬季偏正(图 4). SD1 和 DD1 的平均δ^{18}O 值分别为 −1.65‰±0.41‰(n=151) 和 −1.87‰±0.38‰(n=117), 分布范围分别为−2.62‰~−0.47‰和−2.61‰~−0.94‰. 对 SD1, DD1 和现代样品 YX1 (−1.15‰)平均δ^{18}O 的差异双侧检验的 P 值也小于 0.01.

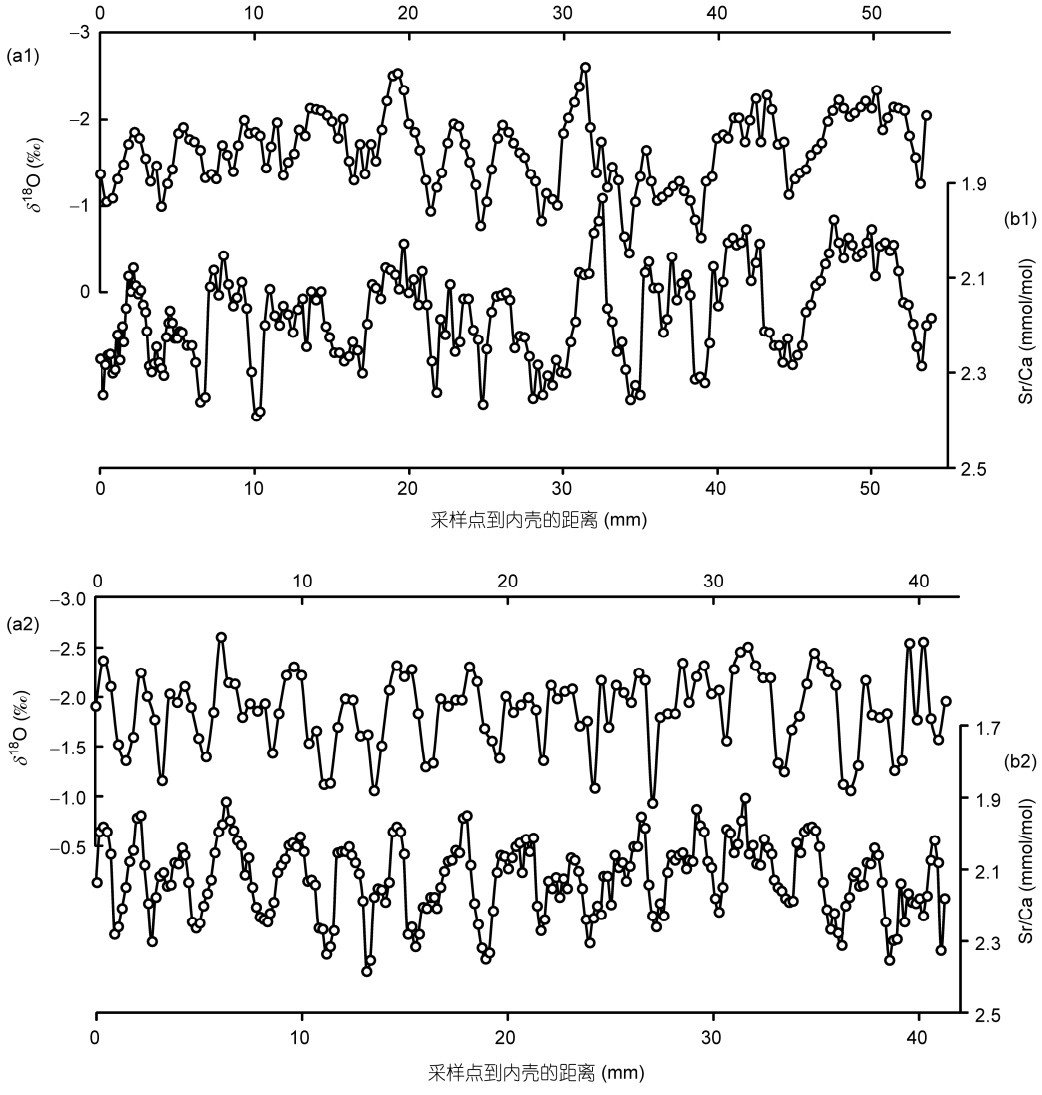


图 4 砗磲 SD1 和 DD1 的δ^{18}O 和 Sr/Ca 比值测试结果

(a1) 砗磲 SD1 的δ^{18}O 比值序列; (a2) 砗磲 DD1 的δ^{18}O 比值序列; (b1) 砗磲 SD1 的 Sr/Ca 比值序列; (b2) 砗磲 DD1 的 Sr/Ca 比值序列. 横坐标指示取样点到内壳核心的距离

2.3 晚全新世暖期南海西沙的高温特征

基于库氏砗磲 Sr/Ca 比值计算得到的 AD 990±40 和 AD 50±40 附近的月分辨率 SST 已经标注在图 5 中. 为了进一步减小由于砗磲不同季节生长速率差异带来的误差, 在计算晚全新世暖期南海 SST 变化时我们仅使用极端 SST[19]. 1 月的平均 SST 被设定为冬季 SST, 6 和 7 月平均 SST 被设定为夏季 SST. 冬夏两季的 SST 平均值即为年平均(或中值)SST. 计算得出的 AD 990±40 和 AD 50±40 附近的年平均 SST 分别为 28.1 和 28.7℃, 分别比 AD 1994~2005 年间的平均 SST 27.3℃ (由现代样品 YX1 计算)高出了 0.8 和 1.4℃ (图 5). AD 990±40 和 AD 50±40 附近的平均夏季 SST 分别为 29.7 和 30.5℃, 分别比 AD 1994~2005(29.5℃)高出 0.2 和 1.0℃(图 5). AD 990±40 附近和 AD 50±40 附近的平均冬季 SST 分别为 26.4 和 26.9℃, 分别比 AD 1994~2005 (25.1℃)高出 1.3 和 1.8℃(图 5).

现代砗磲 YX1 的δ^{18}O 与海水$\delta^{18}O_W$和海水 SST 达成平衡方程 T(℃)=21.8−4.69×(δ^{18}O−$\delta^{18}O_W$)[19], 即砗磲δ^{18}O 与 SST 为反相关关系, 砗磲δ^{18}O 偏负 0.213‰代表环境温度升高 1℃. 如果历史时期海水$\delta^{18}O_W$ 已知, 那么我们就可以通过化石砗磲的δ^{18}O 来计算历史时期的 SST. 但是由于 MCA 和 RWP 期间的高分辨率$\delta^{18}O_W$记录很难获得, 因此我们无法利用砗磲δ^{18}O 来直接计算 MCA 和 RWP 期间的 SST. 从化石砗磲δ^{18}O 数据来看(图 5), SD1(−1.65‰)和 DD1(−1.87‰)的δ^{18}O 平均值分别比现代砗磲样品 YX1(−1.15‰)偏负 0.5‰和 0.72‰, 如果晚全新世期间西沙海水氧同位素没有太大变化的话, 偏负的δ^{18}O 就很有可能指示了 MCA 和 RWP 期间的高温, 这与砗磲 Sr/Ca 计算得到的结果相一致.

2.4 MCA 期间东亚地区的普遍高温

MCA 是距今最近的自然暖期, 因此 MCA 温暖的程度和机制对理解现代的全球变暖有着重要的意义. 许多研究关注 MCA 期间的气候特征, 但结果仍

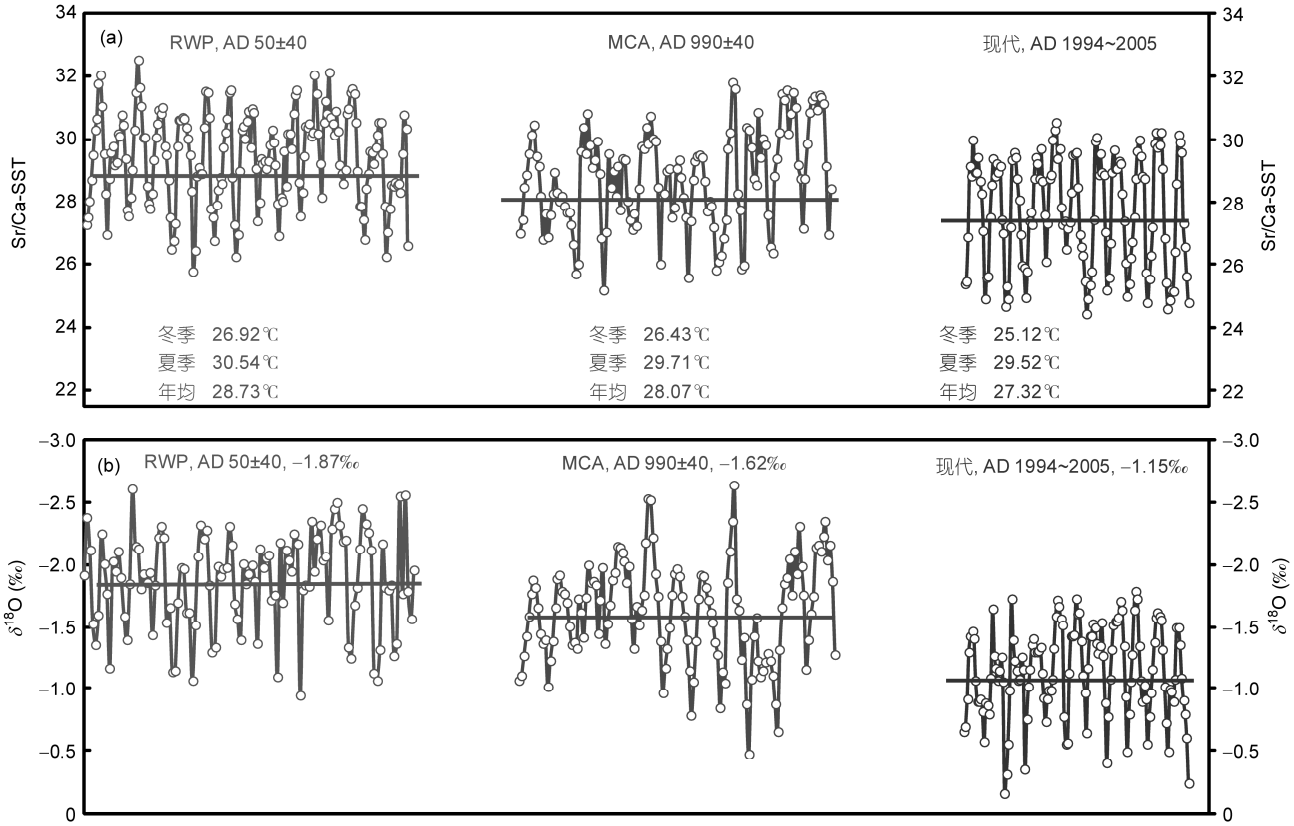


图 5 砗磲记录的晚全新世温暖期温度

(a) 利用砗磲 Sr/Ca 重建的 AD 50±40, AD 990±40 和 AD 1994~2005 附近的高分辨率 SST 变化; (b) 不同时期砗磲δ^{18}O 值的比较

存在争论, 其中一个争论的核心问题就是最近半个世纪的温度是否超过了 MCA 期间的温度.

在本研究中, 通过砗磲高分辨率 Sr/Ca 和δ^{18}O 计算得到的热带高分辨率 SST 记录表明 MCA 期间南海西沙比最近 10 年更温暖, 这与 IPCC 第四次报告主张的最近 10 年是过去 1300 年以来最温暖的 10 年这一结论并不一致. 值得一提的是我们的砗磲记录并不是东亚地区 MCA 比现代更温暖的唯一证据. 例如通过历史文献记录恢复的中国东部过去 2000 年冬季温度变化也显示 MCA 是一个显著温暖的时期(AD 930~1310), 其最温暖的 30 年比 1951~1980 年的温度高出 0.9℃[7]. 此外, 青藏高原中东部的树轮研究也表明 MCA 期间的 AD 864~882 和 AD 965~994 的温度与 1970~2000 年差不多甚至更温暖[29]. 同时, 在中国西北柴达木盆地的湖泊研究也证实了 MCA 期间的高温; 苏干湖、尕海湖和青海湖的有机地球化学定量记录都显示 MCA 期间比现代暖期有着更高的温度[9]. 这些古气候记录与本研究得到的高分辨率砗磲记录结合起来, 一起指示了至少在中国西北到南海北部的广大区域, 最近的气候变暖并没有超过 MCA 期间的自然变化范围.

3 结论

本研究从中国南海西沙采集了分别存活于 MCA 和 RWP 期间的两个化石库氏砗磲样品, 并利用其高分辨率的δ^{18}O 和 Sr/Ca 记录来重建晚全新世自然暖期的气候信息. 结果表明, AD 990±40 和 AD 50±40 附近的平均 SST 为 28.1 和 28.7℃, 比 AD 1994~2005 期间的平均 SST (27.3℃, 由现代砗磲 YX1 的 Sr/Ca 测算)分别高出了 0.8 和 1.4℃. 这一高分辨率高精度定量重建结果, 与来自中国东部和西北地区的树轮、湖泊沉积物、文献记录等重建结果结合起来, 共同指示从中国西北到南海北部的广大区域, 最近几十年的变暖很有可能并没有超过 MCA 时期的自然变化范围. 这一结论与 IPCC 第四次评估报告指出的 20 世纪 90 年代可能是过去 1300 年以来最温暖的 10 年并不相同.

致谢 感谢中国科学技术大学刘晓东、吴自军、黄婧、刘毅、罗雨涵; 中国科学院广州地球化学研究所谢露华和邓文峰; 以及刘晓宇, 周拜和张少龙等在采样和分析过程中给予的帮助.

参考文献

1 Mann M E, Zhang Z, Hughes M K, et al. Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia. Proc Natl Acad Sci USA, 2008, 105: 13252–13257
2 IPCC. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Cambridge: Cambridge University Press, 2007
3 Mann M, Zhang Z, Rutherford S, et al. Global signatures and dynamical origins of the little ice age and medieval climate anomaly. Science, 2009, 326: 1256–1260
4 Lamb H. The early medieval warm epoch and its sequel. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 1965, 1: 13–37
5 Lamb H H. Climate: Present, Past and Future. Volume 2. Climatic History and the Future. London: Barnes and Noble, 1977
6 Esper J, Cook E, Schweingruber F. Low-frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability. Science, 2002, 295: 2250–2253
7 Ge Q, Zheng J, Fang X, 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
8 Soon W, Baliunas S. Proxy climatic and environmental changes of the past 1000 years. Clim Res, 2003, 23: 89–110
9 He Y, Liu W, Zhao C, et al. Solar influenced late Holocene temperature changes on the northern Tibetan Plateau. Chin Sci Bull, 2013, 57: 1053–1059
10 Soon W, Baliunas S, Idso C, et al. Reconstructing climatic and environmental changes of the past 1000 years: A reappraisal. Energy Environ, 2003, 14: 233–296
11 Rosewater J. The family Tridacnidae in the Indo-Pacific. Indo-Pacific Mollusca, 1965, 1: 347–396
12 Aharon P, Chappell J. Oxygen isotopes, sea level changes and the temperature history of a coral reef environment in New Guinea over the last 105 years. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 1986, 56: 337–379
13 Watanabe T, Oba T. Daily reconstruction of water temperature from oxygen isotopic ratios of a modern Tridacna shell using a freezing microtome sampling technique. J Geophys Res-Oceans, 1999, 104: 20667–20674

14 Aharon P, Chappell J, Compston W. Stable isotope and sea-level data from New Guinea supports Antarctic ice-surge theory of ice ages. Nature, 1980, 283: 649−651
15 Aharon P. 140000-yr isotope climatic record from raised coral reefs in New Guinea. Nature, 1983, 304: 720−723
16 Aharon P. Recorders of reef environment histories-stable isotopes in corals, giant clams, and calcareous algae. Coral Reefs, 1991, 10: 71−90
17 Watanabe T, Suzuki A, Kawahata H, et al. A 60-year isotopic record from a mid-Holocene fossil giant clam (Tridacna gigas) in the Ryukyu Islands: Physiological and paleoclimatic implications. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2004, 212: 343−354
18 Welsh K, Elliot M, Tudhope A, et al. Giant bivalves (Tridacna gigas) as recorders of ENSO variability. Earth Planet Sci Lett, 2011, 307: 266−270
19 Yan H, Shao D, Wang Y, et al. Sr/Ca profile of long-lived Tridacna gigas bivalves from South China Sea: A new high−resolution SST proxy. Geochim Cosmochim Acta, 2013, 112: 52−65
20 Grossman E, Ku T. Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite: Temperature effects. Chem Geol, 1986, 59: 59−74
21 Beck J, Edwards R, Ito E, et al. Sea-surface temperature from coral skeletal strontium/calcium ratios. Science, 1992, 257: 644−647
22 Alibert C, Mcculloch M T. Strontium/calcium ratios in modern Porites corals from the Great Barrier Reef as a proxy for sea surface temperature: Calibration of the thermometer and monitoring of ENSO. Paleoceanography, 1997, 12: 345−363
23 Mcculloch M, Mortimer G, Esat T, et al. High resolution windows into early Holocene climate: Sr/Ca coral records from the Huon Peninsula. Earth Planet Sci Lett, 1996, 138: 169−178
24 Mcculloch M, Gagan M, Mortimer G, et al. A high-resolution Sr/Ca and δ^{18}O coral record from the Great Barrier Reef, Australia, and the 1982−1983 El Niño. Geochim Cosmochim Acta, 1994, 58: 2747−2754
25 Sano Y, Kobayashi S, Shirai K, et al. Past daily light cycle recorded in the strontium/calcium ratios of giant clam shells. Nat Commun, 2012, 3: 761
26 Schrag D P. Rapid analysis of high-precision Sr/Ca ratios in corals and other marine carbonates. Paleoceanography, 1999, 14: 97−102
27 Weninger B, Jöris O, Danzeglocke U. Cologne Radiocarbon Calibration & Palaeoclimate Research Package. Cologne: Cologne University. 2007
28 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
29 刘禹, 安芷生, Linderholm H W, 等. 青藏高原中东部过去 2485 年以来温度变化的树轮记录. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2009, 39: 166−176