

深海沉积生物碳酸盐岩天然热释光成因初探^{*}

刘海生^{1**} 侯胜利² 方念乔² 程业勋²

1. 清华大学核能与新能源技术研究院, 北京 100084; 2. 中国地质大学, 北京 100083

摘要 东北印度洋赤道 90°E 海岭 MD81349 岩芯含有大量有孔虫壳体, X 射线衍射分析结果显示, 全岩样品中矿物组成为 CaCO₃ 和少量 NaCl. 有孔虫壳体透射电镜(TEM)分析表明, 结晶矿物主要由 Ca, O, C 元素组成, 呈方解石晶体结构. 岩芯放射性总 α 、总 β 活度分析结果与热释光变化的相关性不显著. 说明海洋生物成因方解石晶体的热释光来源于晶体形成时贮存的化学能. 对岩芯有孔虫壳体天然热释光(NTL)与氧、碳同位素和 CaCO₃ 含量进行了对比分析. 结果发现浮游有孔虫壳体的天然热释光变化均与 $\delta^{18}\text{O}$ 为代表的冰川旋回存在良好的一致性: 天然热释光强度的升高与间冰期对应, 降低与冰期对应, 变化趋势比 $\delta^{14}\text{C}$ 和 CaCO₃ 含量指标显著. 热释光一时间序列的频谱分析结果发现岩芯天然热释光存在明显的地轴倾斜度(黄赤交角)(ϵ)周期 40 ka 和太阳辐射的岁差(p)周期 23 ka, 19 ka. 说明浮游有孔虫壳体的热释光能够反映海水温度变化.

关键词 热释光 海洋 气候 生物碳酸盐岩

热释光技术在考古、断代^[1]、环境^[2]和辐射剂量学方面有广泛的应用^[3]. 洞穴沉积物中残存的热释光(TL)可以研究古环境温度^[4]. 在年轻的海洋沉积物中, 陆源硅质矿物已成功用于断代研究^[5,9]. 业已证明, 主要由 CaCO₃ 组成的生物化石壳体也是良好的热释光晶体材料^[7]. 并且尝试用生物化石壳体的热释光进行断代研究^[8,9]. 值得注意的是生物化石中的热释光包含有破碎时摩擦挤压产生的热释光(TTL)和有机质的化学能热释光(CL)^[10]. 由此, 从现代牙齿和骨骼热释光的进一步研究中, 证实并分辨出了非辐射成因热释光^[11]. 在古气候、古温度变化研究方面, 沉积物热释光研究发展迅速. Ronca 等^[12]对美国几个地区的沉积碳酸盐岩热释光与当地月份最高温度的相关研究中, 发现热释光与温度平均值存在一定的函数关系. 在低纬度地区表现最为明显. Romberg 等^[13]提出利用热释光的晒退特性, 研究古海洋和鱼类生态环境. Castagnoli 等^[14]发现, 海洋沉积岩芯热释光的频谱周期与极地冰芯

中¹⁰Be, $\delta^{18}\text{O}$ 的频谱周期相似, 并且都有与太阳黑子数(Rz)相同或相近的周期. 由雪莲等^[15]发现沉积碳酸盐岩热释光能够反映海平面升降.

在对东北印度洋东经 90°海岭的典型岩芯 MD81349 的天然热释光(NTL)剖面的研究中, 发现主要由 CaCO₃ 组成的有孔虫壳体热释光与反映冰川旋回的 $\delta^{18}\text{O}$ 指标间存在良好的对应关系^[16-18]. 本文进一步通过 X 射线衍射和透射电镜分析 MD81349 岩芯中生物有孔虫的成分. 通过放射性分析, 探索生物成因的方解石(组成有孔虫壳体的矿物)热释光的来源. 结合天文周期和 $\delta^{18}\text{O}$ 的对比分析, 推动热释光技术在预测古海洋、古气候温度变化方面的应用.

1 地理环境与研究方法

1.1 地理环境

印度洋 90°E 海岭在白垩纪形成于南印度洋,

2009-04-27 收稿, 2009-05-31 收修改稿

* 国家自然科学基金项目资助(批准号: 10875067, 40306017)

** E-mail: haiisl@mail.tsinghua.edu.cn

©1994-2015 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

伴随印度板块向北移沿 90°E 线构筑起从 31°S 延伸至 10°N 逾 4000 km 长、2000—3000 m 高的巨型山链，是东北印度洋重要的地理构造单元之一，与喜马拉雅山脉和青藏高原遥相呼应。在东北印度洋区，90°E 海岭和中印度洋海盆是钙质软泥堆积的主要场所，海盆平均深度达 4800 m，碳酸盐物质的溶解速率很大。陆源物质供应不足，沉积速率低且生物壳体破碎严重是其主要沉积特征^[19]。

印度洋 90°E 海岭的钙质软泥中提取的浮游有孔虫和底栖有孔虫壳体的 $\delta^{18}O$ 曲线经过轨道参数调谐，表现出如下重要特点：(i) 沉积记录保存完整，溶解、侵蚀、再沉积等干扰因素未对记录产生严重影响；(ii) 沉积速率相对稳定，不像大陆边缘沉积作用那样明显受到海平面的变化、剥蚀速率、陆屑供应、浊积活动等因素控制；(iii) 轨道尺度级以上的记录具有足够高的分辨率，在地层学范围内可以进行远程对比，所反映的环境变化具有全球意义^[20]。

MD81349 岩芯由法国 *Marion Dufresgne* 号科考船于 1981 年采集，岩芯地理位置位于 1°01'0S, 89°22'0E (图 1)，水深 2505 m、取样长度 4.30 m。目前保存于巴黎国立自然历史博物馆(MNHN)地质研究所的冷藏库。MD81349 岩芯位于东经 90°海岭上，极少陆源物质输入，以远洋沉积为主，沉积物

主体为灰—灰白色有孔虫钙质软泥，间或杂有火山灰。含有大量的浮游有孔虫壳体，壳体肉眼可辨。平均每克干样浮游有孔虫个体数达 8165 枚，最多达 15520 枚，最少也有 1592 枚。

MD81349 岩芯分为 3 段，其颜色特征如下：

第一段(0—148 cm)除 70—99 cm (29 cm)为灰色，119—126 cm (7 cm)为褐色火山灰沉积，其余为灰白色。

第二段(148—297 cm)148—232 cm 为灰白色，232—297 cm 为浅灰至深灰色。

第三段(297—414 cm)灰色至灰白色，其中 297—314 cm、375—383 cm 较深，其余较浅。

1.2 研究方法

对生物成因方解石壳体热释光测量已有研究^[21]。MD81349 岩芯各指标分析取样间隔为 5 cm，时间间隔约 5 ka。氧、碳同位素、碳酸钙百分含量测定在法国国家科研中心气候和环境科学研究所(LSCE)完成。同位素测定的样品经筛洗后，挑出大于 150 μm 的浮游有孔虫 *Globigerinoides ruber* 15—20 个，采用磷酸法制备样品，将壳体与 100% 的磷酸在 25 °C 条件下反应，经过抽真空，去水，将产生的 CO₂ 气体收集起来用于同位素测试。采用 PDB(北美拟箭石)标准。质谱测定采用英国的 OPTIMA 质谱计，测试精度为 0.5‰。

MD81349 岩芯的天然热释光分析的取样间距亦为 5 cm，与氧、碳同位素的采样位置吻合。热释光测定在中国地质大学(北京)辐射与环境实验室和海洋地质研究中心完成。天然热释光测量仪器型号为 RGD-3 型积分式仪器及联机软件，加热温度区间为 50—400 °C，升温速率为 5 °C/s。测量在空气气氛下进行。由高灵敏的光电倍增管将光信号转化为电信号输出。测量结果为有孔虫壳体天然积累的所有热释光强度。

X 射线衍射分析在清华大学材料中心实验室完成，仪器为日本理学公司的 18 kW 大功率 X 射线衍射仪。

场发射透射电镜 JEM-2010F，点分辨率：0.23 nm，晶格分辨率：0.102 nm，最小束斑尺寸：0.5 nm，最大放大倍数：1.5 M，样品台最大倾斜角： $X = \pm 35^\circ$ ， $Y = \pm 30^\circ$ 。

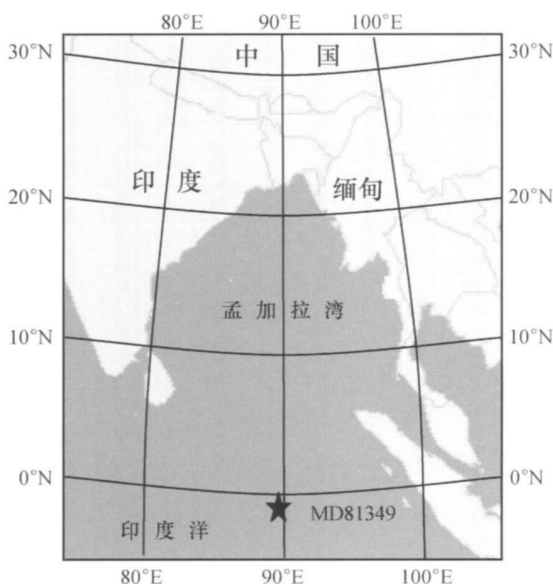


图 1 MD81349 岩芯采样地理位置

总 α , β 粒子计数在清华大学核能与新能源技术研究院完成, 仪器为北京康科洛公司低本底气流式 α , β 测量仪. 仪器对所测样品的探测限 α 活度: $(1.79 \pm 0.13) \text{Bq} \cdot \text{kg}^{-1}$; β 活度: $(1.11 \pm 0.06) \text{Bq} \cdot \text{kg}^{-1}$.

2 结果

样品中陆源剥蚀物甚少, 主要以有孔虫和超微化石为代表的远洋成因的灰白色生物软泥为主.

对 MD81349 岩芯中的每一取样点的全岩样和有孔虫样品重复测量三次, 以三次平行测量结果的平均值代表一个取样点的天然热释光值. 实测了 92 个有孔虫壳体的热释光.

有孔虫壳体经过显微镜下挑选, 再经超声波清洗器清洗, 去除表面附着物, 排除非碳酸盐物质成分. 测量时样品粒径碎至 $< 0.13 \text{mm}$. 有孔虫壳体的热释光 $(186.84 \text{a.u.} \pm 4.52 \text{a.u.})$ 明显高于全岩热释光 $(94.10 \text{a.u.} \pm 3.13 \text{a.u.})$ (图 2).

X 射线衍射分析结果显示, 全岩样品中矿物组成为 CaCO_3 和少量 NaCl .

有孔虫壳体透射电镜 (TEM) 分析表明, 冰期和间冰期的结晶矿物主要由 Ca , O , C 组成, 少量

Si , 规则的方解石晶体呈螺旋状生长 (图 3).

3 讨论

3.1 MD81349 岩芯热释光剖面特征

通过 $\delta^{18}\text{O}$ SPECMAP 年龄^[22]、Tuba 火山灰 (75 ka B.P.)^[23]、印度洋 *pink Globigerinoides ruber* 灭绝年代 (120 ka B.P.)^[24] 以及 “Blake” (120–108 ka B.P.) 等地磁反转事件进行沉积年代厘定, 建立时间剖面, 见图 2. 结合氧同位素期次的划分, 计算出岩芯不同氧同位素期次的沉积速率 (表 1). 热释光剖面的特征表现为: 热释光高值区与氧同位素的 1, 3, 5, 7 期对应, 与冰川旋回的间冰期对应; 热释光低值与氧同位素的 2, 4, 6 期相对应, 与冰川旋回的冰期相对应. 从替代性指标看, $\delta^{14}\text{C}$ 与氧同位素的变化有一致性, CaCO_3 百分含量除受火山灰影响的层位含量急剧降低外, 总体变化不大. 比较而言有孔虫壳体热释光与氧同位素的变化趋势最吻合, 效果明显优于 $\delta^{14}\text{C}$ 和 CaCO_3 百分含量指标.

地中海岩芯热释光与极地冰芯 GISP2 中的 $\delta^{18}\text{O}$ 对比后发现, 热释光增强与冰芯的 $\delta^{18}\text{O}$ 的偏负吻合^[25]. 显示了热释光指标在不同地区、不同时间尺度上对地球气候变化均有广泛的反应.

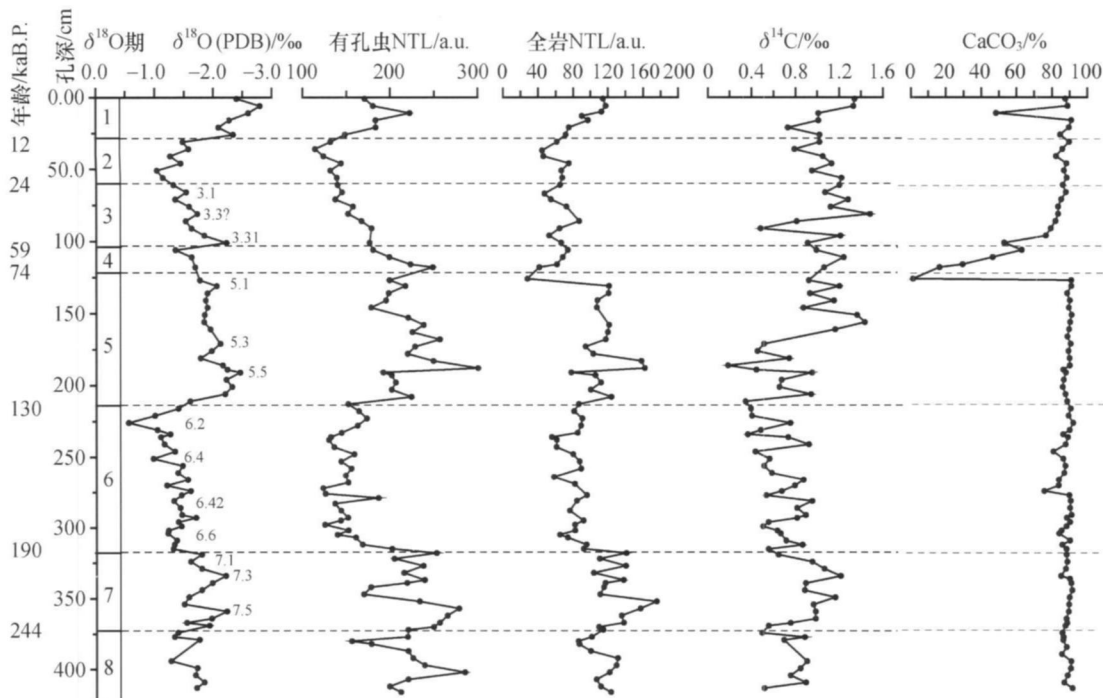


图 2 MD81349 岩芯 $\delta^{18}\text{O}$, NTL, $\delta^{14}\text{C}$, CaCO_3 百分含量对比

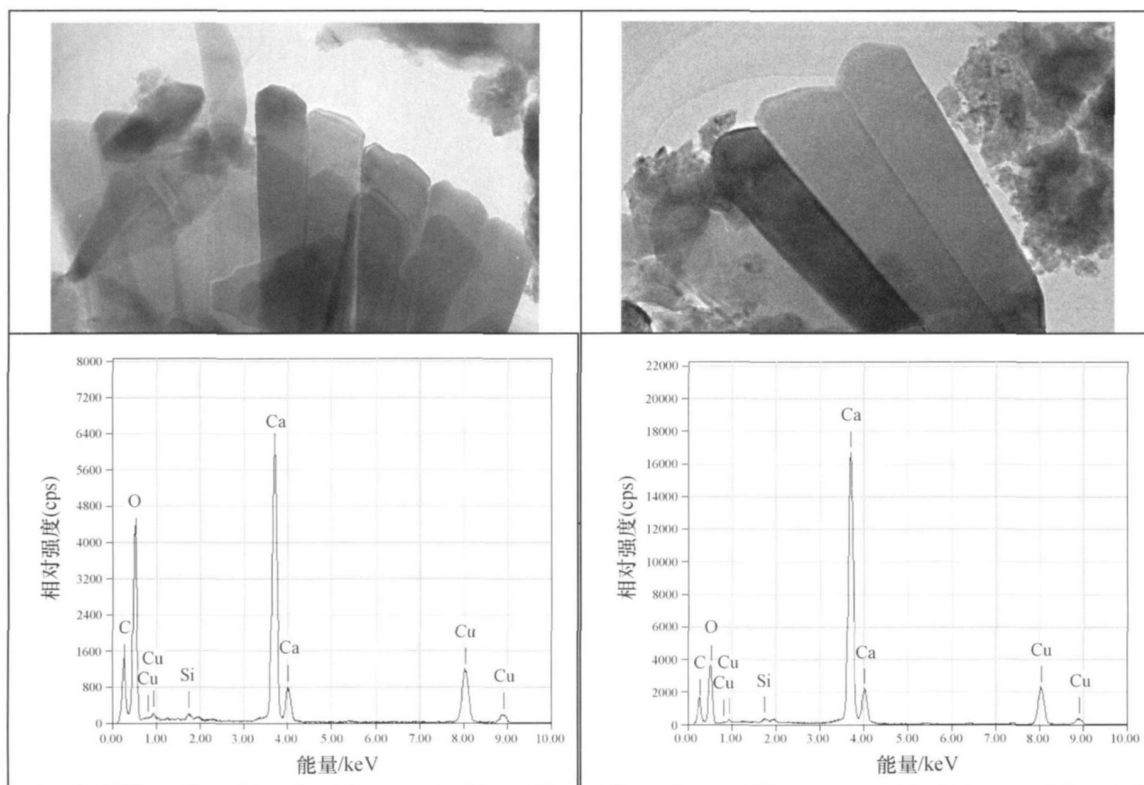


图 3 方解石晶体 TEM 图(上图)和 EDS 能谱图(下图)

(左上、右上图分别为冰期和间冰期方解石晶体, 含有少量的硅, Cu 峰由 EDS 分析探测窗口引起)

表 1 研究区岩芯氧同位素分期与沉积速率比较

氧同位素分期	1	2	3	4	5	6	7
深度/ cm	0—28	28—63	63—104	104—118	118—212	212—317	317—366
年龄/ ka B. P.	0—12	12—24	24—59	59—74	74—130	130—190	190—244
沉积速率/ cm · ka ⁻¹	2.32	2.90	1.18	0.94	1.54	1.76	0.90

3.2 热释光剖面的频谱特征

海洋沉积物中各指标的天文学周期(米兰科维奇周期)是研究太阳辐射量和地球气候变化、海平面升降、海水温度变化的理论依据之一。地球轨道运转与古气候周期性变化的米兰科维奇周期主要有:地球轨道偏心率(e)的周期(100 ka)、地轴倾斜度(黄赤交角)(ϵ)的周期(54 ka, 41 ka 等)、太阳辐射的年度差异的岁差(p)周期(23 ka, 19 ka 等)^[29]。¹⁸O, SST(海水表面温度), CaCO₃ 百分含量, 普遍存在 100 ka, 42 ka, 23 ka 及 19 ka 的周期^[27]。如低纬度热带非洲硅藻的含量^[28], 高纬度地区北大西洋 Vostok 冰芯的 ¹⁸O, CO₂ 含量^[29, 30]。

在已有研究的基础上^[17], 对热释光数据结合 ¹⁸O 对应的年龄重新进行时间序列频谱分析, 通过快速 Fourier 变换提取其主频的变化周期^[31]。同时对 CaCO₃ 含量也进行了频谱分析(图 4)。分析结果显示: 在 80% 的置信度水平上, 天然热释光的变化主要以近于 133 ka, 40 ka, 23 ka, 19 ka 周期。由于岩芯记录的时间跨度仅有 300 ka, 133 ka 低频周期在统计意义上不够理想, 不作为重点进行分析。40 ka 与米兰科维奇周期地轴倾斜度(黄赤交角)(ϵ)周期 41 ka 基本一致, 23 ka 和 19 ka 的天然热释光周期则与太阳辐射的年度差异的岁差(p)的周期 23 ka, 19 ka 完全一致。不难推测, MD81349 岩芯位于赤道附

近, 太阳每年有四次直射的机会, 因此, 黄赤交角周期和岁差作用周期明显, 出现了典型的 40 ka、23 ka 和 19 ka 的周期成分. 明显地表现出赤道低纬度地区热释光频谱周期受到米兰科维奇周期的影响. 有力地证明了近 300 ka 来天然热释光变化周期与天文学周期之间的密切联系.

CaCO₃ 含量的频谱以 133 ka, 40 ka 最为显著, 23 ka 和 19 ka 岁差周期较热释光逊色许多.

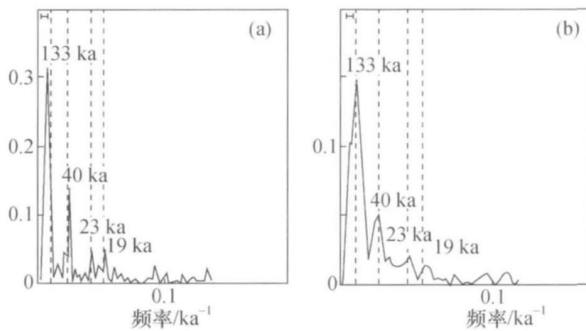


图 4 MD81349 岩芯有孔虫天然热释光与 CaCO₃ 含量的频谱分析

(a) 有孔虫天然热释光频谱; (b) CaCO₃ 含量频谱

(图中四条垂直虚线代表米兰科维奇周期, 数据为频谱周期值, 左上角的水平线符号表示 6dB 的带宽.)

3.3 天然热释光与海水温度的关系

最近几十年间, 利用岩芯热释光指标探索太阳活动对地球气候变化的影响. 相继在地中海和希腊 Ionian (爱奥尼亚海) 的多个海洋沉积岩芯的热释光剖面时间序列频谱分析中发现具有与太阳黑子活动周期或者是输入地球辐射量变化相同或相近的短周期(表 2), 如 11a 的 Schwabe 周期、22a 的 Hale 周期、90a 的 Gleissberg 周期、太阳活动蒙德极小期^[32-34]、200a 的 Suess 周期^[35]. 此后, 热释光指标在研究短尺度的气候变化与太阳活动之间的联系

上不断取得进展^[36-38].

长期以来, 海洋有孔虫壳体的 $\delta^{18}\text{O}$ 指标是指示全球冰量变化^[39]、海平面升降和海水温度变化的重要依据^[40]. 在过去 130 多年来, 全球海面平均温度变化与太阳辐射变化一致^[41]. 观测发现, 太阳辐射能贮存在表层海水中^[42].

本文研究的浮游有孔虫壳体属海洋自生矿物, 生活在海面表层. 研究证实, 其生长与光合作用有关, 光合作用增强时, 对应海水温度升高^[43]. 结合 $\delta^{18}\text{O}$ 的对比结果和天文学周期分析结果以及方解石矿物产生的特点说明热释光变化能够反映海水温度变化.

3.4 天然热释光来源初探

热释光是天然或合成的无机或有机结晶矿物、光合材料, 由于晶体形成时的结构差异、含有杂质元素以及受外来电磁或粒子辐射等作用, 在热激发下, 内部能量以光的方式释放的一种现象^[44]. 粒子辐射主要指沉积物中放射性核素 U, Th, K 及其衰变子体的辐射效应. 研究证明, 呈正方体状的方解石是良好的热释光晶体, 而呈菱形六面体状的文石则不然^[21]. 有孔虫壳体由生物成因的无机方解石矿物和有机聚合物组成, 呈螺旋状生长, 透射电子显微镜下, 晶体呈规则的长板状.

Castagnoli 等^[38] 对希腊 Ionian (爱奥尼亚海) GT14 岩芯的热释光研究认为, 较年轻的沉积物, 热释光的主要来源并非沉积物周围放射性核素的贡献, 而与太阳活动周期有关. Reena 等.^[45] 在研究印度洋东经 90° 海岭上钻取的 DSDP216, DSDP217 岩芯时发现, 岩芯样品热释光测量结果与放射性总 α 活度计数没有显著正相关. 已经证实, 在碳酸盐岩为主的沉积物中, 海洋沉积物中铀、钍含量随碳酸盐含量的增加呈显著降低的趋势^[46].

表 2 本文与 Castagnoli 等^[32-38] 热释光研究结果对比

岩芯	水深/m	长度/m	纬度	经度	年龄	采芯时间	频谱周期
CT75	①	1 70	42° 13' N	11° 27' E	600—1600 a A. D.	1969	11 a
CT85—5	2833	6 16	40° 19' 02" N	11° 15' 42" E	60 ka B. P.	1985	2500 a, 500 a
GT14	166	1 17	39° 45' 55" N	17° 53' 30" E	170—1974 a A. D.	1979	137 a, 90 a, 59 a, 11 a
GT89—3	178	2 81	39° 45' 43" N	17° 53' 55" E	1117 B. C. — 1979 a A. D.	1989	226 a, 139 a, 22 6 a, 15 a, 12 a, 11 4 a
MD81349	2505	4 30	1° 01' 0S	89° 22' 0E	300 ka B. P.	1981	40 ka, 23 ka, 19 ka

① 距离海岸线 20 英里(1 英里 = 1 6093 km)

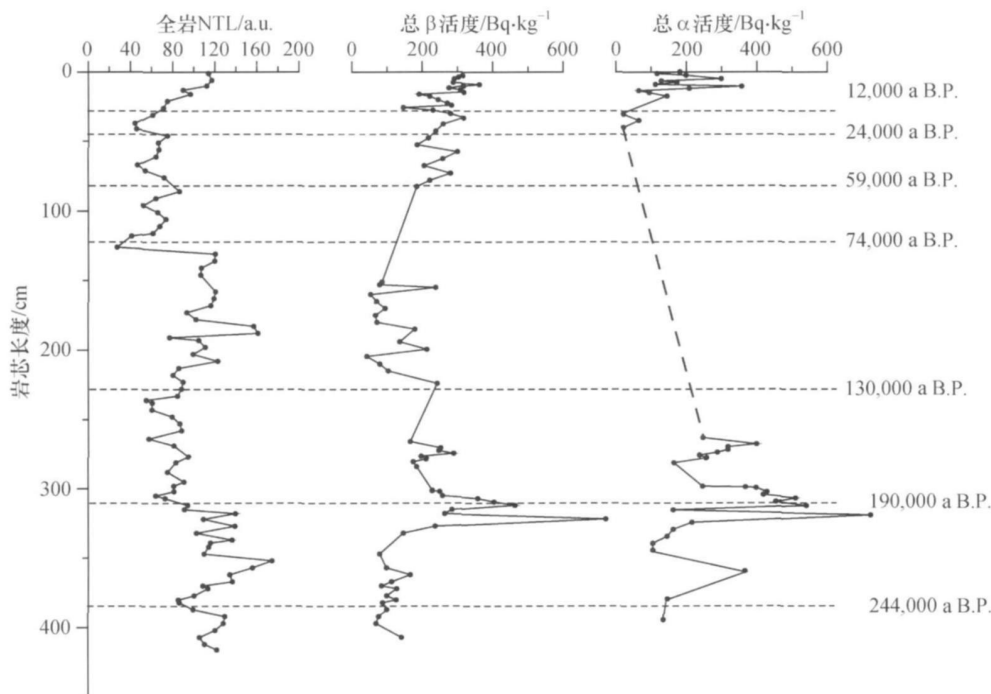


图 5 MD81349 岩芯天然热释光与放射性总 α , β 活度对比
(图中虚线表示此段样品中总 α 活度低于仪器的探测限导致数据缺失)

测量了 MD81349 岩芯全岩样品的总 α , β 活度, 从结果来看, 总 α , β 粒子活度在 190 ka B.P. 前后有峰值, 岩芯在 24 ka B.P. — 140 ka B.P. 总 α 粒子活度甚至小于仪器探测限, 虽然总 β 粒子活度测量数据缺失不多, 总体上尚看不出总 α , β 粒子活度与热释光变化存在一致的对应关系(图 5)。相反热释光却表现出明显的变化趋势和规律。由此看来, 有孔虫热释光不是来自于沉积物中 U, Th, K 及其衰变子体核素放出 α , β , γ 射线, 亦说明沉积后叠加的辐射能是微弱的, 测量结果主要是有孔虫沉积前已具有的热释光强度, 即晶体生长过程中, 晶体结构差异的化学能。其次, 测量是在空气气氛下进行, 包括一部分氧气与矿物发生氧化反应产生的热释光。但这部分热释光对每一个样品而言, 贡献是一致的。

4 结论

(1) X 射线和透射电镜分析表明有孔虫壳体的成分由 CaCO_3 和有机物组成, 方解石晶体矿物是热释光的载体。

(2) MD81349 岩芯中有孔虫壳体的天然热释光剖面的频谱周期与地轴倾斜度(黄赤交角)周期 41 ka 和太阳辐射年度差异的岁差周期 23 ka, 19 ka 一致, 表明赤道低纬度地区天然热释光岁差周期与海水温度周期性变化关系更为密切。

(3) 岩芯有孔虫壳体在生长过程中方解石矿物自身贮存的化学能是矿物热释光的来源。沉积后叠加的环境辐射所产生的热释光信号是次要的。

(4) 不同地区、不同沉积年代的岩芯的天然热释光变化结果共同验证了天然热释光具有反应全球气候周期性变化的优良效果。

致谢 MD81349 样品、氧、碳同位素和 CaCO_3 含量由中国地质大学(北京)海洋学院提供。谨致谢忱。

参 考 文 献

- 1 Aitken M J, Zimmerman DW, Fleming SJ. Thermoluminescence dating of Ancient Pottery. *Nature*, 1968, 219: 442—445
- 2 Harry HR, William EG. Thermoluminescence: A tool for the environmental analysis of recent sedimentary cores. *Journal of*

- Sedimentary Petrology, 1972; 42(1): 146—149
- 3 IAEA (International Atomic Energy Agency). Dosimetric requirements for individual monitoring for external radiation. IAEA—Final Report of a Consultants' Mtg (Vienna: IAEA), 1991
 - 4 Wakefield DJ, Zeller EJ, Tumer MD et al. Paleotemperatures and chronology at archeological cave site revealed by thermoluminescence. *Science*, 1965, 150(3695): 480—481
 - 5 Huntley DJ, Johnson HP. Thermoluminescence as a potential means of dating siliceous ocean sediments. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1976, 13: 593—596
 - 6 Wintle AG, Huntley DJ. Thermoluminescence dating of a deep-sea sediment core. *Nature* 1979, 279: 710—712
 - 7 Johnson NM. Thermoluminescence in biogenic calcium carbonate. *Journal of Sedimentary Research*, 1960; 30(2): 305—313
 - 8 Kiyotaka N, Nobusuke T, Tomonori W, et al. Thermoluminescence measurements of a calcite shell for dating. *Quaternary Science Reviews*, 1988, 7(3—4): 367—371
 - 9 Kiyotaka N, Kenji A, Noboru U, et al. Thermoluminescence dating of calcite shells in the pectinidae family. *Quaternary Science Reviews*, 1992, 11(1—2): 121—126
 - 10 Jasińska M, Niewiadomski T. Thermoluminescence of biological materials. *Nature*, 1970, 227: 1159—1160
 - 11 Christodoulides C, Fremlin JH. Thermoluminescence of biological materials. *Nature* 1971, 232: 257—258
 - 12 Ronca LB, Zeller EJ. Thermoluminescence as a function of climate and temperature. *American Journal of Science*, 1965, 263, 416—428
 - 13 Romberg GP, Prepejchal W, Spigarelli SA. Temperature exposure measured by the use of Thermoluminescence. *Science* 1977, 197: 1364—1365
 - 14 Castagnoli GC, Bonino G, Attolini MR, et al. Solar cycles in the last centuries in ^{10}Be and $\delta^{18}\text{O}$ in polar ice and in thermoluminescence signals of a sea sediment. *Nuovo Cimento C*, 1984 7(2): 235—244
 - 15 由雪莲, 于炳松. 塔里木盆地柯坪巴楚地区寒武—奥陶系碳酸盐岩热释光特征及其地质意义. 中国科技论文在线. <http://www.paper.edu.cn>.
 - 16 刘海生, 方念乔, 王南萍, 等. 印度洋赤道海岭钙质软泥天然热释光变化特征与冰川旋回关系. 成都理工大学学报(自然科学版), 2004, 31(1): 8—14
 - 17 刘海生, 方念乔, 艾星涛, 等. 深海碳酸盐岩芯天然热释光变化特征. 海洋学报, 2005, 27(1): 78—83
 - 18 Liu HS, Fang NQ, Hou SL, et al. Natural thermoluminescence of fossil foraminifera as a potential proxy for deep sea temperature changes. *Acta Oceanologica Sinica*, 2008, 27(2): 30—34
 - 19 方念乔, 丁旋, 刘勇勤, 等. 东经 90° 海岭的远洋沉积记录与晚新生代重大构造—环境事件. 地学前沿, 2002, 9(1): 103—111
 - 20 方念乔, 陈学芳, 丁旋, 等. 孟加拉湾和东经 90° 海岭 260 ka 以来的古海洋学记录与印度季风的影响. 中国科学, D 辑, 2001, 31(增刊): 280—286
 - 21 Carmichael LA, Sanderson DCW, Riain SN. Thermoluminescence measurement of calcite shells. *Radiation Measurements*, 1994, 23(2/3): 455—463
 - 22 Martinson DG, Pisias NG, Hays JD et al. Age dating and the orbital theory of the ice ages; Development of a high resolution 0—300000 years chronostratigraphy. *Quaternary Research*, 1987, 27: 1—29
 - 23 Rose WL, Chesner CA. Dispersal of ash in the great Tuba eruption, 75 ka. *Geology*, 1987, 15: 913—917
 - 24 Peter RT, Allan WHB. Disappearance of pink pigmented Globigeninoides rubber at 120000 Yr. B. P. in the Indian and Pacific Oceans. *Nature* 1979, 280: 554—557
 - 25 Castagnoli GC, Sottile S, Taricco C. Evidence for a 1470-year regular cycle in the Mediterranean core CT85-5 TL-dose record over 20kyBP. *Geophysical research abstracts*, Vol. 6, 01639, 2004. 1st General Assembly of the European Geosciences Union, Nice (France), 25—30. Apr. 2004
 - 26 侯红明, 袁友仁, 王保贵, 等. 第四纪研究中的米兰科维奇周期. 南海研究与开发, 1994, 4: 61—67
 - 27 Hays JD, Imbrie J, Shackleton NJ. Variations in the Earth orbit pacemaker of the ice age. *Science* 1976, 194(4270): 1121—1132
 - 28 Pokras EM, Mix AC. Earth's precession cycle and Quaternary climate change in tropical Africa. *Nature* 1987, 326(6112): 486—487
 - 29 Ruddiman WF, Raymo M, McIntyre A. Matuyama 41000 year cycles; North Atlantic ocean and Northern hemisphere ice sheets. *Earth and Planet Science Letter*, 1986, 80(1/2): 117—129
 - 30 Jouzel J, Lorius C, Petit JR et al. Vostok ice core: A continuous isotope temperature record over the last climate cycle 160000 years. *Nature* 1987, 329(6138): 403—408
 - 31 Schulz M, Stettger K. Spectrum; Spectral analysis of unevenly spaced paleoclimatic time series. *Computers & Geosciences*, 1997, 23(9): 929—945
 - 32 Castagnoli GC, Bonino G, Attolini MR, et al. The 11y cycle in the thermoluminescence profile of sea sediments. *Nuovo Cimento C*, 1984 7(1): 69—73
 - 33 Castagnoli GC, Bonino G. Comparison of thermoluminescence profiles in recent sea cores. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 1985, 10(4—6): 759—761
 - 34 Castagnoli GC, Bonino G, Attolini MR, et al. The Schwabe cycle in the thermoluminescence profiles of an Ionian sea core.

- Nuovo Cimento C, 1987, 10(3): 315—322
- 35 Castagnoli G.C, Bonono G, Della M.P, et al. On the solar origin of the 200y Suess wiggles; Evidence from thermoluminescence in sea sediments. *Nuovo Cimento C*, 1998, 21(2): 237—241
- 36 Castagnoli G.C, Bonono G, Taricco C. The sunspot cycle recorded in the thermoluminescence profile of the GT89/3 Ionian sea core. *Nuovo Cimento C*, 1997, 20(6): 951—954
- 37 Castagnoli G.C, Bonono G, Taricco C. The global and persistent millennial-scale variability in the thermoluminescence profiles of shallow and deep Mediterranean sea cores. *Nuovo Cimento C*, 1998, 21(4): 453—459
- 38 Castagnoli G.C, Bonono G, Provenzale A. On the thermoluminescence profile of an Ionian sea sediment; evidence of 137, 118, 121, and 108y cycles in the last two millennia. *Nuovo Cimento C*, 1988, 11(1): 1—12
- 39 Shackleton N.J. The 100000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. *Science*, 2000, 289(5486): 1897—1902
- 40 Shemesh A, Charlis C.D, Fairbanks R.G. Oxygen isotopes in biogenic silica: Global changes in ocean temperature and isotopic composition. *Science*, 1992, 256: 1434—1436
- 41 George C.R. Influence of solar variability on global sea surface temperatures. *Nature*, 1987, 329: 142—143
- 42 White W.B. Response of global upper ocean temperature to changing solar irradiance. *Journal of Geophysical Research*, 102(C2): 3255—3266
- 43 Howard J.S, Douglas F.W. Extracting environmental information from planktonic foraminiferal $\delta^{13}C$ data. *Nature*, 1988, 335: 717—719
- 44 Vass I. Thermoluminescence from the photosynthetic apparatus. *Photosynthesis Research*, 1996, 48: 117—126
- 45 Reena D, Rao C.N, Kaul I.K. Thermoluminescence ages of Oceanic Carbonate Sediments-Oozes and Chalks from DSDP Sites 216, 217, 219 and 220 in the Northern Indian Ocean. *Modern Geology*, 1984, 8: 207—215
- 46 Barker F.B, Johnson J.O, Edwards K.W, et al. Determination of U in nature waters. U.S. Geology Survey water supply paper, 1965, 1696—C