

## 论文

## 广西来宾蓬莱滩剖面生物绝灭事件的热释光响应

陈桂凡, 胡超涌\*, 李牛, 易振辉

中国地质大学生物地质与环境地质国家重点实验室, 武汉 430074

\* 联系人, E-mail: chyhu@cug.edu.cn

收稿日期: 2012-06-12; 接受日期: 2012-11-25; 网络版发表日期: 2013-06-05

国家重点基础研究发展计划(编号: 2011CB808800)和国家地质学理科基地人才培养基金(编号: J0830520)资助

**摘要** 海相碳酸盐岩热释光作为潜在的环境替代指标, 已用于第四纪海洋环境变化的研究, 但能否在更长的时间尺度上适用尚不清楚. 中晚二叠世之交全球海洋环境剧变并导致了大规模的生物绝灭事件, 是检验热释光这个新指标适用性的一个典型实例. 本文测试了广西来宾蓬莱滩剖面瓜德鲁普统-乐平统(G/L)绝灭线附近地层的天然热释光值, 发现碳酸盐岩的热释光强度明显高于硅质岩, 说明碳酸盐是热释光的主要贡献者. 研究表明, 热释光强度变化与碳酸盐晶格中的 Mn 和 Fe 含量有关, Mn 高、Fe 低(即 Mn/Fe 高)对应于强的热释光. 鉴于碳酸盐晶格较好地保存了海水 Mn 和 Fe 的原始信息, 因而碳酸盐热释光能够灵敏地指示海洋环境和生物生产力变化.

**关键词**  
热释光  
碳酸盐岩  
Mn/Fe  
G/L 绝灭事件  
海洋环境

热释光(简称 TL)是矿物晶格中的储能电子被高温激活而产生的一种光释放的现象<sup>[1]</sup>, 因而天然矿物的热释光性质是矿物晶格的微观特征之一. 不同地质条件下形成的矿物呈现不同的发光特性, 因此它对地质作用和地质环境的变化反应灵敏<sup>[2]</sup>, 已在矿床学、油气勘查、断裂构造及第四系测年等领域中获得了广泛而成功的应用<sup>[3-7]</sup>.

然而, 碳酸盐热释光作为古环境替代指标的研究却仍在探索阶段, Castagnoli 等<sup>[8]</sup>对 Ionian 海的 GT14 岩心(主要成分为含化石的钙质软泥)展开了一系列研究, 发现海洋沉积物热释光和太阳黑子活动的 206 年周期一致, 热释光强度较高的时期太阳黑子活动较强, 反之则活动较弱, 说明碳酸盐热释光在百年尺度上指示由太阳辐射变化引起的海洋环境改变. 刘海生等<sup>[9]</sup>对东北印度洋赤道海岭 MD81349 岩心的

浮游有孔虫壳体及全岩进行热释光研究, 发现热释光与  $\delta^{18}\text{O}$  为代表的冰期旋回存在很好的一致性, 天然热释光强度升高对应间冰期(暖期), 降低对应冰期(冷期), 即在地球轨道旋回中热释光也较好地响应海洋环境的变化. 为了验证热释光这个新的古海洋指标在地质尺度上的适用性, 我们对广西来宾蓬莱滩剖面瓜德鲁普统-乐平统(G/L)界线附近地层进行了采样和热释光测试, 并对其变化特征及古环境意义进行了分析和探讨.

## 1 地质背景

广西地区中二叠世茅口期为全球海平面相对稳定的时期, 垂向上呈向上变浅的海退序列, 台地隆升, 盆地下陷, 形成典型的“盆包台”古地理格局. 来宾地

中文引用格式: 陈桂凡, 胡超涌, 李牛, 等. 广西来宾蓬莱滩剖面生物绝灭事件的热释光响应. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 1057-1063

英文引用格式: Chen G F, Hu C Y, Li N, et al. Thermoluminescence in response to the mass extinction event in Penglaitan Section in Laibin, Guangxi. Science China: Earth Sciences, 2013, doi: 10.1007/s11430-013-4600-y

区位于台地边缘, 广泛发育台缘斜坡-浅水盆地相沉积, 自NWW向SEE逐渐变深<sup>[10]</sup>. 到了晚二叠世吴家坪期, 受峨眉山幔柱上升和东吴运动的影响, 发生全球性海退事件和华南玄武岩喷发事件<sup>[11]</sup>, 形成江南古陆、云开古陆和大新古岛三块古陆及湘桂黔火山碎屑岩硅岩盆地, 盆地与古陆间发育稳定的碳酸盐台地和碎屑岩台地, 构成了陆-台-盆相间的古地理格局<sup>[12,13]</sup>. 来宾地区位于台盆过渡区, 发育硅岩盆地相沉积<sup>[14-17]</sup>, 为随后海侵的开始<sup>[18]</sup>.

本研究剖面为位于广西来宾市东南红水河南岸的蓬莱滩剖面(图 1). 蓬莱滩剖面为瓜德鲁普统/乐平统国际界线层型标准剖面(GSSP), 位于来宾向斜的东翼, 从瓜德鲁普统到乐平统地层出露完整, 成为研究G/L绝灭事件的理想剖面. 前人已开展了大量的地层学<sup>[19,21-25]</sup>、元素地球化学<sup>[26,27]</sup>和同位素地球化学研究<sup>[28,29]</sup>, 结果表明瓜德鲁普统末期发生了一次重要的生物绝灭事件, 大量的热带无脊椎动物包括珊瑚、苔藓虫、腕足和菊石等数量骤减甚至绝灭, 尤以浅水的蠕类有孔虫的减少最为显著<sup>[23-25]</sup>, 被认为是P/T生物绝灭事件的前一幕<sup>[30]</sup>. 尽管对于瓜德鲁普统末生物绝灭事件的原因仍有争议<sup>[31-35]</sup>, 但生物绝灭和环境剧变却是公认的事实. 这些证据为热释光研究及其对比奠定了良好的基础.

## 2 材料与实验方法

研究样品采自广西来宾市蓬莱滩剖面茅口组来宾灰岩顶部和合山组底部, 共 31 个样品. 茅口组顶部主要为生物碎屑灰岩、微晶灰岩和灰岩, 含海百合和腕足化石; 合山组底部主要为硅质岩, 向上夹有灰岩条带或透镜体, 表面风化较为严重. 样品号依据金玉环等<sup>[36]</sup>划分的层位而编录.

将野外采集的新鲜手标本样品, 在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室先后进行粗碎、细碎, 碎至 200 目, 自然风干. 热释光测试在中国地质大学(武汉)生物地质与环境地质国家重点实验室进行. 测试用的仪器为RGD-3B型热释光剂量仪, 测试条件参数设置: 温度范围为 0~400℃; 升温区间为 50~400℃之间, 升温速率为 5℃/s; 仪器灵敏度为 5.6~5.8; 环境温度(室温)25℃, 相对湿度 50%~60%; 电压为交流 220 V, 频率为 50 Hz.

具体测试步骤: (1) 用分析天平准确称取样品粉末(15±0.2) mg; (2) 将称好的样品粉末转移至热释光剂量仪加热盘中, 均匀平铺; (3) 开始加热, 待数值稳定, 记录热释光强度(面积积分值). 为了保证数值准确可靠, 每个样品进行三次测试, 取其平均值作为该样品的热释光值. 分析精度优于 10%(RSD).

碳酸钙含量测试采用经典的化学滴定的方法. 称

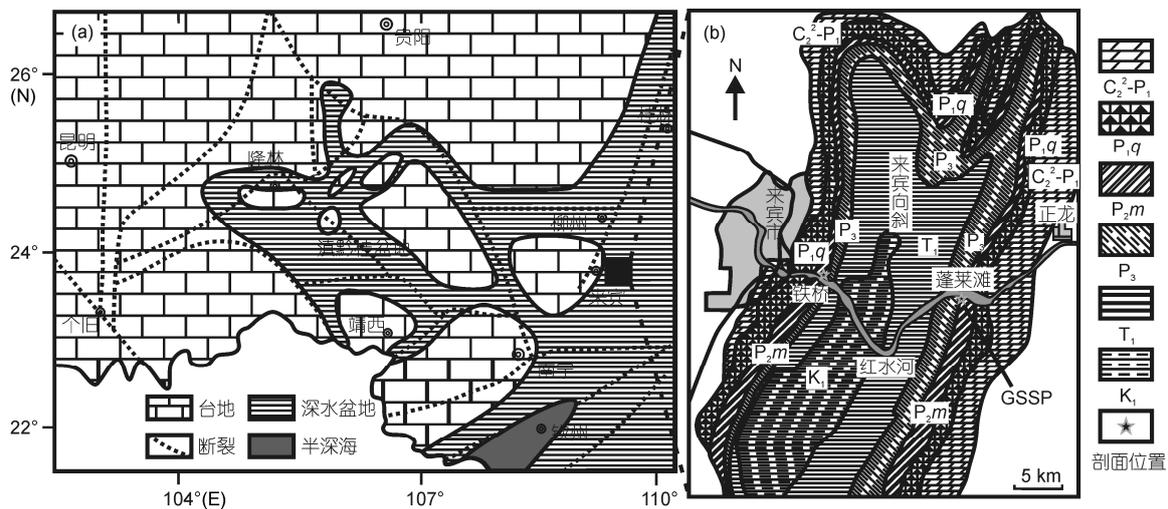


图 1 来宾中二叠世古地理格局<sup>[10]</sup>(a)及剖面位置<sup>[20]</sup>(b)  
C<sub>2</sub>-P<sub>1</sub>, 马平组; P<sub>1</sub>q, 栖霞组; P<sub>2</sub>m, 茅口组; P<sub>3</sub>, 大隆组+合山组

取 0.2000 g 样品, 准确加入 1 mol/L 醋酸 15 mL, 待样品全部溶解后, 放置过夜. 取上层清液 1 mL 于 250 mL 的烧杯中, 加适量的去离子水(5~10 mL), 同时加入 2 mol/L NaOH 溶液 1 mL, 调溶液的 pH 至 12~13 之间; 加入酸性铬兰 K-萘酚绿 B 混合指示剂 1 滴, 用已标定的 EDTA 进行滴定, 记录消耗的 EDTA 体积, 最后计算出样品中碳酸钙的含量.

### 3 结果和讨论

#### 3.1 广西来宾蓬莱滩剖面热释光的变化特征

蓬莱滩剖面的热释光强度及其变化见表 1. 整体上, 来宾灰岩的热释光值远高于合山组底部硅质岩的热释光值. 其中, 样品 PLT-3a~PLT-4b 的热释光值

较低且变化不大, 在 500~800  $\mu\text{Gy}$  之间; 样品 PLT-4c 的热释光强度突然升高, 达到 2817  $\mu\text{Gy}$ , 再向上逐渐降低, 至 PLT-6b 样品的值为 1068  $\mu\text{Gy}$ , 然后又波动上升, 至最高值 3599  $\mu\text{Gy}$  (PLT-6j<sub>2</sub>); 随后, 在 PLT-6k<sub>1</sub> 和 PLT-6k<sub>2</sub> 生物绝灭的界线附近, 热释光强度突然降低到 1500  $\mu\text{Gy}$  左右; 合山组样品 PLT-7a~PLT-7f 均为硅质岩, 热释光值降至极低, 变化区间为 110~210  $\mu\text{Gy}$ , 变化不明显.

#### 3.2 碳酸盐热释光变化的主要影响因素

为了了解热释光的特征, 我们分别测定了广西来宾蓬莱滩剖面两类不同性质的岩石(碳酸盐和硅质岩)的热释光发光曲线. 由图 2 可见, 碳酸盐岩和硅质岩的热释光性质及发光强度存在显著差别. 碳酸盐

表 1 蓬莱滩剖面样品数据

样品编号	厚度(m)	岩性	TL ( $\mu\text{Gy}$ )	CaCO <sub>3</sub> (%)
PLT-7f	6.80	浅灰色硅质岩	187	1.11
PLT-7e	6.15	灰黑色硅质岩	226	1.85
PLT-7d <sub>2</sub>	5.35	灰色硅质岩	119	0.74
PLT-7d <sub>1</sub>	5.19	灰色硅质岩	122	0.37
PLT-7d	5.03	灰色硅质岩	126	3.35
PLT-7c	4.87	灰黑色硅质岩	161	17.09
PLT-7b	4.37	灰色硅质岩	208	2.59
PLT-7a	3.97	灰黑色硅质岩	208	17.52
PLT-6k <sub>2</sub>	3.62	灰色灰岩	1533	89.84
PLT-6k <sub>1</sub>	3.53	灰色灰岩	1369	91.20
PLT-6j <sub>2</sub>	3.44	浅灰色生物屑灰岩	3599	78.15
PLT-6j <sub>1</sub>	3.39	浅灰色生物屑灰岩	3046	81.68
PLT-6j	3.34	浅灰色生物屑灰岩	3121	84.41
PLT-6i	3.24	浅灰色生物屑灰岩	2317	87.84
PLT-6h	3.10	浅灰色生物屑灰岩	1747	88.68
PLT-6g	2.98	灰绿色生物屑灰岩	1591	92.27
PLT-6f	2.88	灰绿色生物屑灰岩	1725	87.80
PLT-6e	2.76	浅灰色生物屑微晶灰岩	1656	89.89
PLT-6d	2.58	浅灰色生物屑灰岩	2162	91.09
PLT-6c <sub>2</sub>	2.48	浅灰色生物屑微晶灰岩	1652	87.71
PLT-6c <sub>1</sub>	2.33	浅灰色生物屑微晶灰岩	1352	86.03
PLT-6b	2.38	浅灰色生物屑微晶灰岩	1068	85.91
PLT-6a	2.28	浅灰色生物屑灰岩	1726	88.19
PLT-5c	2.16	浅灰色生物屑灰岩	1504	87.91
PLT-5a	1.75	深灰色生物屑灰岩	1584	80.15
PLT-4d	1.55	灰色生物屑灰岩	1875	87.71
PLT-4c	1.40	深灰色生物屑灰岩	2817	78.01
PLT-4b	0.50	深灰色生物屑灰岩	623	89.68
PLT-4a	0.40	深灰色生物屑灰岩	509	90.39
PLT-3b	0.30	深灰色生物屑灰岩	725	89.51
PLT-3a	0	深灰色生物屑灰岩	782	93.85

热释光的发光曲线在 287°C 附近出现峰值, 而硅质岩则随测量温度升高而逐渐增高(图 2(a)), 在测量范围内缺乏特征峰; 就发光强度而言, 碳酸盐岩热释光(509~3599  $\mu\text{Gy}$ )远远高于硅质岩(119~208  $\mu\text{Gy}$ )(图 2(b)). 可见, 海相沉积物的热释光主要来自碳酸盐矿物的贡献.

然而, 以碳酸盐矿物为主的碳酸盐岩样品, 在碳酸钙含量相近的情况下( $\text{CaCO}_3$  含量 78%~94%), 热释光强度却存在明显差异, 变化范围达 509~3599  $\mu\text{Gy}$ , 且与  $\text{CaCO}_3$  含量缺乏相关关系, 说明  $\text{CaCO}_3$  含量高低并非碳酸盐岩热释光强度值变化的决定因素. 碳酸盐含量相近时热释光强度可相差数倍的事实提示我们, 热释光强度的大小主要与碳酸盐晶格特性(如晶体缺陷的数目)有关, 而碳酸盐含量变化的影响较小, 这与第四纪海洋沉积物热释光的测量结果基本吻合<sup>[8,9]</sup>.

影响天然碳酸盐热释光强度的主要因素有二: 碳酸盐中电子俘获中心(晶体缺陷)的数目和环境辐射强度. 其中, 电子俘获中心是碳酸盐的晶格特性之一, 是由碳酸盐矿物结晶时周围环境所赋予的. 已有研究表明<sup>[37,38]</sup>, 电子俘获中心的数量与碳酸盐中掺杂的离子(如  $\text{Mn}^{2+}$  和  $\text{Fe}^{2+}$ )种类及其含量有关, 其中  $\text{Mn}^{2+}$  是热释光的主要发光离子, 含量高发光强度大, 而  $\text{Fe}^{2+}$  则是发光的淬灭剂, 含量越高热释光强度越低. 环境辐射指的是碳酸盐形成后受到周围放射性元素(如 U 和 K)衰变产生射线的辐射, 辐射时间长、强度大, 会使碳酸盐晶格中的储能电子的数量相应增加, 热释光也就相应地加强. 因而, 可以把环境辐射看成

热释光的后天制约因子. 就本研究而言, 分析的对象为二叠纪的碳酸盐(>250 Ma), 长时间的辐射已经使储能电子数达到饱和状态, 其对碳酸盐热释光的变化影响不大. 所以, 二叠纪碳酸盐的热释光主要与碳酸盐晶格特征有关, 即受 Mn/Fe 比值控制.

### 3.3 广西来宾蓬莱滩剖面热释光对生物绝灭事件的响应

为了考察热释光对生物和环境事件的响应, 我们将蓬莱滩剖面的热释光强度变化曲线分别与海平面变化<sup>[39]</sup>、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ <sup>[28]</sup>和生物化石碎屑<sup>[28]</sup>进行了对比(图 3). 热释光强度自 PLT-4h 层向上到来宾灰岩顶部呈现阶段性波动升高——突然降低的变化特征, 其中在绝灭界线处尤为显著(PLT-6j~PLT-6k), 表现为热释光在 PLT-6i 和 PLT-6j 出现高峰, 而后突然降低(PLT-6k); 这一降低显然与岩性无关, 因为后者的碳酸钙含量比前者还略高.  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ <sup>[28]</sup>和以海百合等为代表的生物碎屑<sup>[29]</sup>的变化与极为相似, 热释光强度大, 生物繁盛,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  偏正, 反之亦然, 即三者具有相似的变化模式. 那么, 热释光为什么会如此灵敏地响应生物的变化?

生物与碳酸盐热释光联系的桥梁是海水化学组成, 尤其是 Mn 和 Fe. 在海洋表层(透光带, 水深约 80 m), 由于浮游生物摄取并向海底搬运, 海水中许多生命必需的微量元素(如 Fe, Zn, Cu, Co, Ni 和 Cd 等)都呈现表层水体浓度低、中-底层水体浓度高的分布特征<sup>[40]</sup>; 相反, Mn 在海水中的分布特征却是表层浓度高、中-底层低<sup>[41]</sup>. Alibert 等<sup>[42]</sup>的研究表明, 生物作

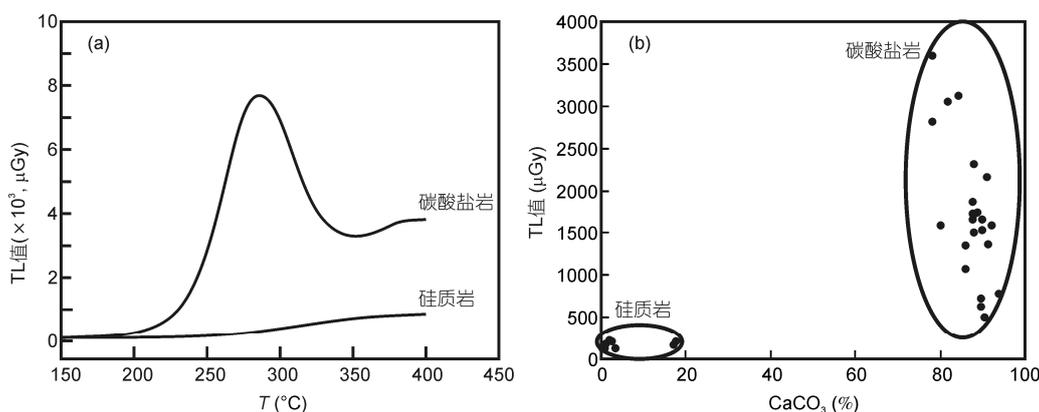


图 2 热释光强度与岩性

(a) 两种岩性的热释光发光曲线对比; (b) 剖面热释光强度与碳酸钙含量关系

用下的光还原溶解海水中悬浮颗粒锰氧化物是导致 Mn 与其他元素不同的主要原因. 太阳辐射增强, 生物繁盛, 有利于锰氧化物的溶解, 导致表层海水中 Mn 浓度的增加. 可见, 对碳酸盐热释光关注的两个元素铁和锰而言, 生物作用是反向的, 即生物增加, Mn 的浓度升高, 而 Fe 的浓度降低, Mn/Fe 升高.

广西来宾蓬莱滩瓜德鲁普统/乐平统国际界线层型标准剖面(GSSP)碳酸盐沉积于浅海环境(图 3), 保存了生物作用导致表层海水 Mn 和 Fe 变化的信息. 海水中的锰和铁, 以类质同像的形式进入碳酸盐矿物的晶格. 除非发生溶解和重结晶, 否则这些被束缚在晶格中的离子不会丢失, 生物地球化学信息得到长期的保存. 当碳酸盐被加热时, 海洋生物地球化学信息以热释光的形式得到释放, Mn/Fe 高, 热释光强

度高; 反之, Mn/Fe 低, 热释光强度低. 简而言之, 生物繁盛导致海水 Mn/Fe 高, 进而导致碳酸盐晶格中 Mn/Fe 高, 最后表现为热释光强度大. 该机制也解释了为什么在近代海洋沉积物(钙质软泥)热释光与太阳黑子活动相对应的现象<sup>[8]</sup>.

### 4 结论和建议

基于瓜德鲁普统/乐平统国际界线层型标准剖面(GSSP)良好的研究基础, 首次研究了广西来宾蓬莱滩剖面二叠纪海相沉积岩热释光及其变化特征. 通过与同一剖面的沉积环境(海平面变化)、化学地层( $\delta^{13}C$ )和生物地层(海百合含量等)的对比, 我们得出以下主要认识.

(1) 沉积岩全岩样品天然热释光强度受岩性影

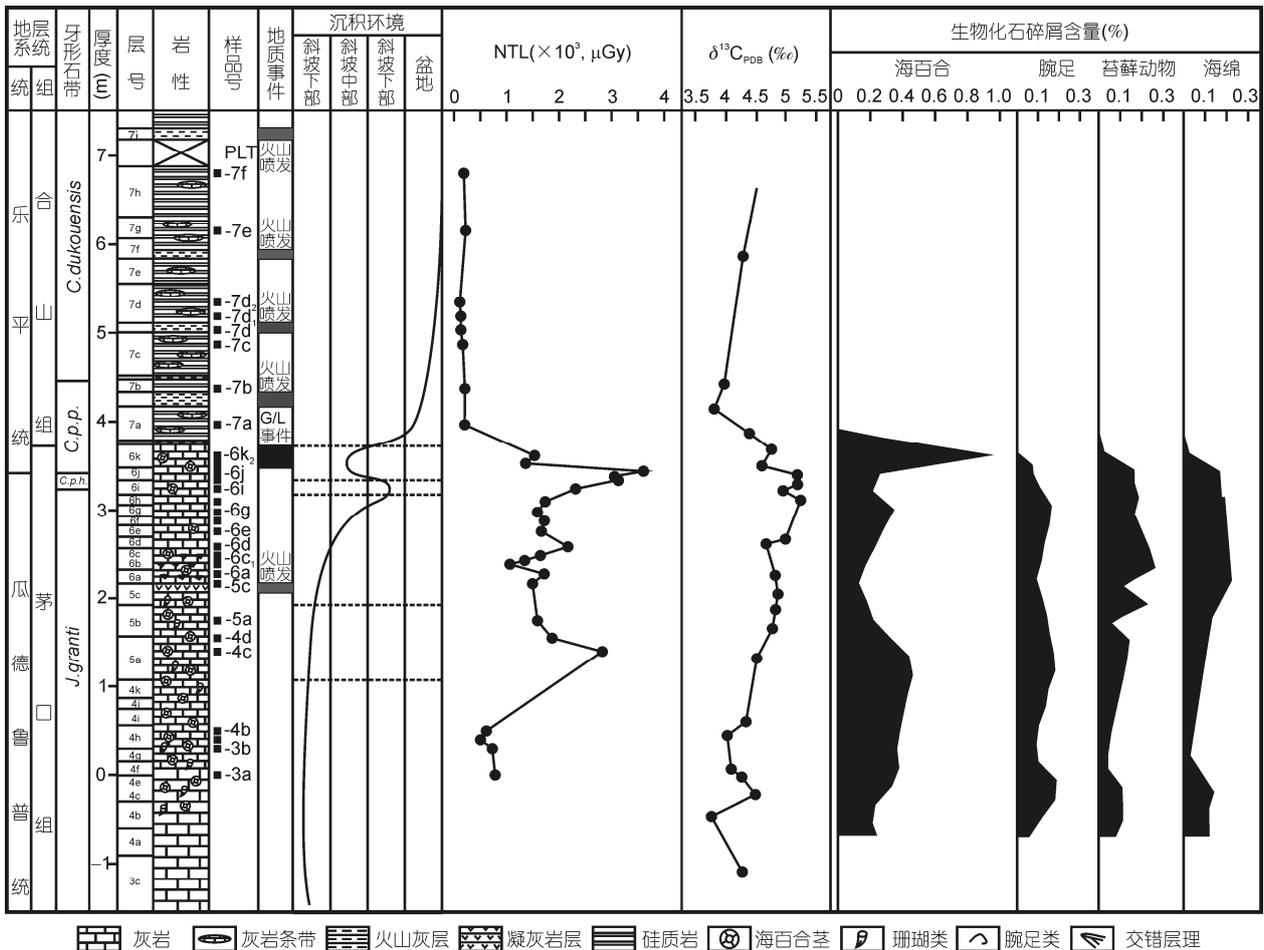


图3 蓬莱滩剖面相关曲线变化对比  
 牙形石带及 $\delta^{13}C_{PDB}$ 据文献[28], 柱状图据文献[36, 39], 地质事件及沉积环境据文献[39], 海百合数据据文献[29]

响显著, 碳酸盐岩热释光要远远高于硅质岩, 所以碳酸盐是热释光的主要贡献者。利用热释光示踪环境变化时, 应使用碳酸盐含量高的地质样品。

(2) 影响碳酸盐热释光强度的因素包括碳酸盐中电子捕获中心(晶体缺陷)的数目和环境辐射强度。前者是沉积环境赋予碳酸盐矿物的晶格特性, 因而指示碳酸盐矿物形成时的海洋环境。后期的环境辐射强度对热释光也有影响。但对于二叠纪的碳酸盐, 长时间的辐射已经使储能电子数到达饱和, 其对碳

酸盐热释光变化的影响已趋向恒定。所以, 二叠纪碳酸盐的热释光主要与碳酸盐晶格特征有关, 受其形成时环境的制约。

(3) 生物作用导致海水地球化学组成的改变是热释光变化的主要原因。生物繁盛, 表层海水贫铁而富锰, Mn/Fe 高, 因而海相碳酸盐矿物晶格中 Mn/Fe 比值也高, 热释光的发光强度大, 因而碳酸盐热释光灵敏地指示了生物生产力变化, 与  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ 、生物碎屑等指标异曲同工。

**致谢** 审稿专家对本文提出建设性修改意见和建议, 论文修改过程中得到国家海洋局第一海洋研究所熊志方博士和中国地质大学(武汉)马仲武博士的帮助, 在此一并表示感谢。

## 参考文献

- 1 Марфунин А С. 矿物的谱学、发光和辐射中心. 蔡秀成, 等译. 北京: 科学出版社, 1984
- 2 张伟滨, 魏建伟, 石学法. 热释光在南黄海、东海表层沉积物研究中的应用. 海洋科学进展, 2006, 24: 181-187
- 3 龚革联, 王璐. 岩石矿物的热释光生长特性与地质探矿意义. 核电子学与探测技术, 2004, 24: 469-471
- 4 张志攀, 祝有海, 苏新. 羌塘盆地沉积物热释光特征及潜在意义. 现代地质, 2008, 22: 452-456
- 5 王南萍, 王平, 侯胜利, 等. 第四纪沉积物天然热释光测量方法技术研究——山东草桥油田研究实例. 地学前缘, 2003, 10: 205-211
- 6 朱文斌, 舒良树, 孙岩, 等. 塔里木北缘晚新生代断裂活动的年代学. 矿物学报, 2004, 24: 225-230
- 7 龚革联. 陆地和海洋环境演变研究中的释光测年进展. 海洋地质与第四纪地质, 2006, 26: 133-138
- 8 Castagnoli G C, Bonino G, Provenzale A. The 206-year cycle in tree ring radiocarbon data and in the thermoluminescence profile of a recent sea sediment. J Geophys Res, 1989, 94: 11971-11976
- 9 刘海生, 方念乔, 艾星涛, 等. 深海碳酸盐岩心天然热释光变化特征. 海洋学报, 2005, 27: 78-83
- 10 周怀玲, 张振贤. 广西二叠纪岩相古地理格局. 广西地质, 1994, 7: 1-12
- 11 何斌, 徐义刚, 王雅枚, 等. 东吴运动性质的厘定及其时空演变规律. 地球科学——中国地质大学学报, 2005, 30: 89-96
- 12 王根发, 黄凤鸣, 黄乃和, 等. 桂中-来宾地区上二叠统合山组层序地层分析. 石油实验地质, 1997, 19: 348-353
- 13 梅仕龙, 朱自力, 史晓颖, 等. 广西中部二叠系乐平统层序地层研究. 现代地质, 1999, 13: 11-18
- 14 梅冥相, 郑宽兵, 初汉民, 等. 滇黔桂盆地及邻区二叠纪层序地层格架及古地理演化. 古地理学报, 2004, 6: 401-418
- 15 梅冥相, 马永生, 邓军, 等. 滇黔桂盆地及邻区二叠系乐平统层序地层格架及其古地理背景. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2007, 37: 605-617
- 16 史晓颖, 侯宇安, 帅开业. 桂西南晚古生代深水相地层序列及沉积演化. 地学前缘, 2006, 13: 153-170
- 17 王新强, 史晓颖. 桂西北晚古生代乐业孤立碳酸盐岩台地沉积特征与演化阶段. 古地理学报, 2008, 10: 329-340
- 18 陈北岳, 颜佳新. 广西上二叠统层序地层格架. 地球科学——中国地质大学学报, 1994, 19: 597-608
- 19 邱振, 王清晨. 广西来宾铁桥剖面中上二叠统沉积微相. 沉积学报, 2010, 28: 1020-1036
- 20 Jin Y G, Mei S L, Wang W, et al. On the Lopingian Series of the Permian System. Palaeoworld, 1998, 9: 1-18
- 21 Mei S L, Jin Y G, Wardlaw B R. Zonation of conodonts from the Maokouan-Wuchiapingian boundary strata, South China. Palaeoworld, 1994, 1: 225-234
- 22 Mei S L, Jin Y G, Wardlaw B R. Conodont succession of the Guadalupian-Lopingian boundary strata in Laibin of Guangxi, China and West Texas, USA. Palaeoworld, 1998, 9: 53-76
- 23 Shen S Z, Wang Y, Henderson C M, et al. Biostratigraphy and lithofacies of the Permian System in the Laibin-Heshan area of Guangxi, South China. Palaeoworld, 2007, 16: 120-139
- 24 Shen S Z, Shi G R. Latest Guadalupian brachiopods from the Guadalupian/Lopingian boundary GSSP section at Penglaitan in Laibin, Guangxi, South China and implications for the timing of the pre-Lopingian crisis. Palaeoworld, 2009, 18: 152-161
- 25 Chen Z Q, George A D, Yang W R. Effects of Middle-Late Permian sea-level changes and mass extinction on the formation of the Tieqiao skeletal mound in the Laibin area, South China. Aust J Earth Sci, 2009, 56: 745-763

- 26 杨振宇, 沈渭洲, 郑连弟. 广西来宾蓬莱滩二叠纪瓜德鲁普统-乐平统界线剖面元素和同位素地球化学研究及地质意义. 地质学报, 2009, 83: 1–15
- 27 沈尔卜, 胡超涌, 马仲武. 广西来宾铁桥剖面二叠系生物地球化学信号的解读. 古地理学报, 2010, 12: 194–201
- 28 Wang W, Cao C Q, Wang Y. The carbon isotope excursion on GSSP candidate section of Lopingian-Guadalupian boundary. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 220: 57–67
- 29 Kaiho K, Chen Z Q, Ohashi T, et al. A negative carbon isotope anomaly associated with the earliest Loping (Late Permian) mass extinction. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2005, 223: 172–180
- 30 Stanley S M, Yang X N. A double mass extinction at the end of Paleozoic Era. *Science*, 1994, 266: 1340–1344
- 31 Wignall P B. Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth-Sci Rev*, 2001, 53: 1–33
- 32 Zhou M F, Malpas J, Song X Y, et al. A temporal link between the Emeishan large igneous province (SW China) and the end-Guadalupian mass extinction. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 196: 113–122
- 33 Ali J R, Thompson G M, Song X Y, et al. Emeishan Basalts (SW China) and the ‘end-Guadalupian’ crisis: Magnetobiostratigraphic constraints. *J Geol Soc London*, 2002, 159: 21–29
- 34 Wignall P B, Sun Y D, Bond P D G, et al. Volcanism, mass extinction, and carbon isotope fluctuations in the Middle Permian of China. *Science*, 2009, 324: 1179–1182
- 35 He B, Xu Y G, Zhong Y T, et al. The Guadalupian-Lopingian boundary mudstones at Chaotian (SW China) are clastic rocks rather than acidic tuffs: Implication for a temporal coincidence between the end-Guadalupian mass extinction and the Emeishan volcanism. *Lithos*, 2010, 119: 10–19
- 36 金玉玕, 沈树忠, Henderson C M, 等. 瓜德鲁普统(Guadalupian)-乐平统(Lopingian)全球界线层型剖面点(GSSP). 地层学杂志, 2007, 31: 1–13
- 37 Medlin W L. Trapping centers in thermoluminescent calcite. *Phys Rev*, 1964, 135: 1770–1779
- 38 Gorobets B S, Portnov A M, Rogozhin A A. Luminescence spectroscopy of the Earth. *Radiat Meas*, 1995, 24: 485–491
- 39 Wignall P B, Védérine S, Bond D P G, et al. Facies analysis and sea-level change at the Guadalupian-Lopingian Global Stratotype (Laibin, South China), and its bearing on the end-Guadalupian mass extinction. *J Geol Soc London*, 2009, 166: 655–666
- 40 Morel F M M, Price N M. The biogeochemical cycles of trace metals in the ocean. *Science*, 2003, 300: 944–947
- 41 Toyota Y. Behavior of Mn in the western north Pacific I. Manganese concentration off the Straits of Kii and in the Mariana Trough. *J Oceanogr Soc Jpn*, 1988, 44: 157–162
- 42 Alibert C, Kinsley L, Fallon S, et al. Source of trace element variability in Great Barrier Reef corals affected by Burdekin flood plumes. *Geochim Cosmochim Acta*, 2003, 67: 231–246