

华南二叠纪末大绝灭后的钙质微生物岩及古环境意义

王永标 童金南 王家生 周修高

(中国地质大学地球科学学院, 武汉 430074. E-mail: wangyb@cug.edu.cn)

摘要 华南钙质微生物岩产在二叠纪末生物大绝灭界线之上。根据其中的牙形石 *Hindeodus parvus* 化石, 微生物岩的产出层位相当于浙江煤山剖面的 27 层。钙质微生物岩主要分布在生物礁相或浅水碳酸盐台地之上, 向深水区逐渐尖灭。钙质微生物岩一般由微晶基质和中、粗晶方解石指状体或斑点所组成。微生物岩中的生物化石以微生物为主要特征, 同时伴生有小型腹足类、介形虫和小型双壳类化石。这一以微生物为特征的生物化石组合代表了二叠纪末大绝灭后礁相及浅水碳酸盐台地相上残存下来的一个简单而又特殊的化石群落。大绝灭界线之上钙质微生物岩的突然出现是二叠纪末全球事件在礁相及浅水碳酸盐台地相上的具体反映。由于前人对二叠系-三叠系界线及事件的研究多集中在深水相或浅海陆棚中、下部剖面上, 而华南钙质微生物岩则主要分布在浅水或极浅水礁相及碳酸盐台地相剖面上。因此, 通过对钙质微生物岩的岩石学、古生物学及古生态的研究, 将有助于人们能更全面地了解二叠纪-三叠纪之交全球事件在古海洋不同水深区的具体表现, 为认识全球事件的实质和过程提供浅水礁相及碳酸盐台地相上的新资料。

关键词 钙质微生物岩 二叠纪末 大绝灭 华南

二叠纪-三叠纪之交的生物绝灭事件被认为是显生宙海洋无脊椎动物最大的绝灭事件。前人对这一事件做过大量的研究^[1~4], 但这些研究绝大部分都集中在浅海陆棚下部或盆地相地层剖面上, 而对浅水礁相及浅海上部碳酸盐台地上的生物绝灭事件的研究则相对较少。前人之所以选择深水或较深水相地层剖面作为二叠系-三叠系界线的研究对象, 是因为深水相地层往往保存有较完整的地层序列。另外, 在目前二叠系-三叠系界线地层研究中, 牙形石是常被用来确定和对比地层界线的关键化石。而牙形石化石在深水相地层中往往保存较多, 在生物礁等浅水相地层中保存的机率相对较小。

事实上, 海洋底栖生物主要分布在浅海地区, 而其中浅海上部(特别是在礁生态系中)无论在生物种类还是丰度上均是最高。在二叠纪-三叠纪之交的生物绝灭事件中, 绝大部分生物都受到了影响, 但热带礁生态系中的生物所遭受的打击则更为惨重。大绝灭导致了地质历史上延续时间最长的早三叠世全球“礁空期”^[5]。一般情况下, 深水相剖面比浅水相剖面具有更完整的地层序列, 同时也就包含着更全面的地质信息。如二叠系-三叠系界线黏土层在华南深水或较深水相区有着广泛的分布, 但在许多礁相剖面中则普遍缺失。然而, 礁相或极浅水相碳酸盐台地在某些方面则具有深水相剖面所无法比拟的研

究价值。例如, 在华南地区, 二叠纪-三叠纪之交礁相及一些浅水碳酸盐台地上普遍发育一套“微生物岩”^[6,7], 而这套微生物岩在深水相区中均未出现。微生物岩的这种分布特征说明在二叠纪-三叠纪之交的地质事件过程中, 浅水相区在某些方面比深水相区有着更为强烈的生态反映, 同时也就具有更为明显的古生态信息记录。

1 钙质微生物岩的分布

据现有的发现, 二叠纪-三叠纪之交钙质微生物岩在全世界均有分布, 如伊朗^[8]、美国西部^[9]、墨西哥^[10]、波兰^[11]、泛高加索地区^[12]、日本^[13]及华南地区^[6,7,14], 而且均产在二叠系-三叠系界线附近。这说明该微生物岩不但具有空间分布上的广泛性, 而且在产出层位上具有很强的等时性。

在华南地区, Lehrmann^[14]首先于 1999 年在贵州边阳地区报道了钙质微生物丘和微生物层。之后, 相继在川东、广西太平也发现类似的沉积建造。近年来, 除了在贵州边阳等地区进行进一步调查研究外, 我们在鄂东南及广西田东地区也发现类似的沉积(图 1)。所有这些微生物岩均产在二叠纪末生物绝灭界线之上, 其下与晚二叠世有孔虫-藻屑灰岩界线绝然。有孔虫-藻屑灰岩中富产晚二叠世长兴期标准化石 *Palaeofusulina* sp. 和 *Colaniella* sp.。在贵州边阳、川

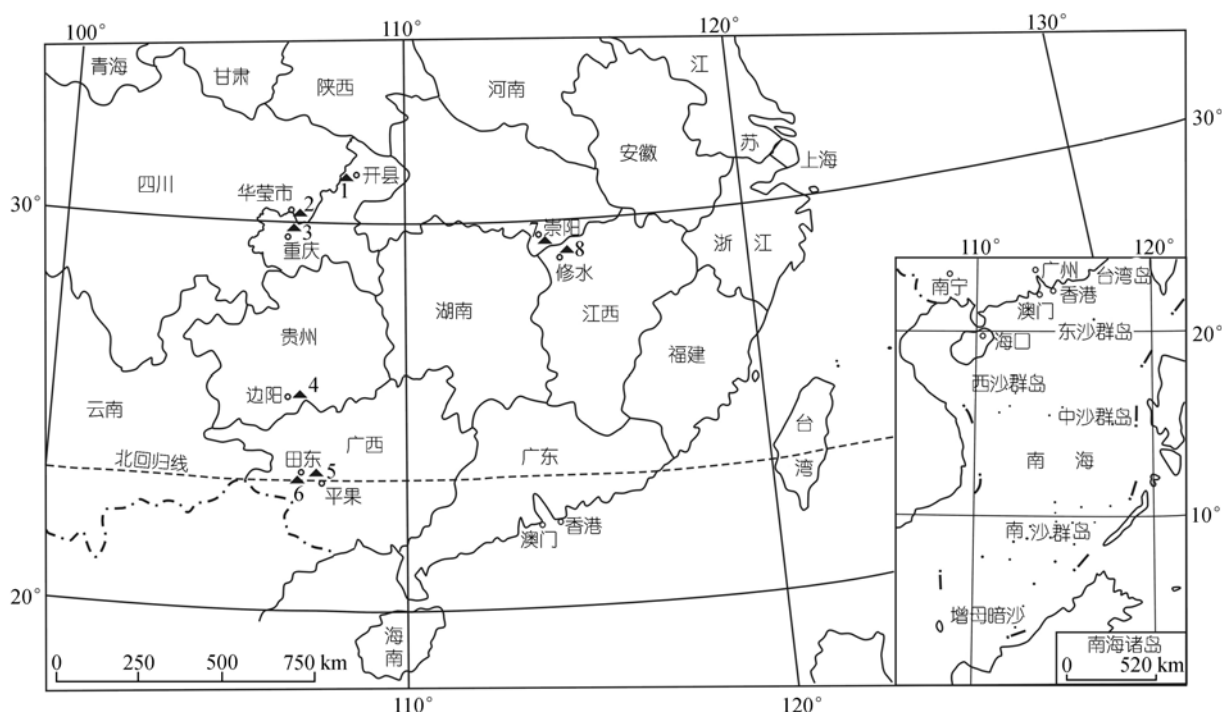


图 1 华南地区钙质微生物岩分布图

1 据文献[7]; 2 和 3 据文献[7]及本研究; 4 据文献[14]及本研究; 5~8 据本研究. ▲微生物岩石露点

东、广西平果剖面上, 钙质微生物岩中均已发现了牙形石 *Hindeodus parvus* 化石^[17,15] (图 2), 微生物岩的产出层位大致相当于浙江长兴煤山剖面的 27 层^[15]. 在湖北崇阳剖面, 目前尚未发现牙形石化石, 有关工作正在进一步进行, 但发现了很多鱼牙化石. 这些鱼牙化石与王念忠等人^[16]在广西田东地区早三叠世地层中发现的弓鲛鱼类(软骨鱼类)的牙齿化石十分相似.

从野外分布上看, 微生物岩多分布在礁相或非礁相极浅水碳酸盐台地上, 向周围深水区则迅速尖灭. 这种分布特征说明微生物岩与礁相及与礁相具有类似生态效应的浅水碳酸盐台地之间有着密切的生态联系.

2 钙质微生物岩的岩石学特征

微生物岩(Microbialite)一词由Burne等人^[17]提出. 戴永定等人^[18]将微生物岩定义为“由底栖微生物群落的生长和生理活动引起沉积质点粘结和圈捕、和/或表面矿物沉淀、和/或生物矿化作用而产生的生物沉积岩”. 微生物岩的类型包括叠层石、核形石、树形石、凝块石, 某些鲕粒、团粒、球粒和泥晶^[18,19].

华南二叠纪-三叠纪之交钙质微生物岩为一套碳

酸盐岩建造, 厚度一般为 3~15 m 左右. 但钙质微生物岩与上下灰岩在结构构造上有着明显的区别, 在化学组成上也存在一些差别.

在野外宏观构造上, 不同地区的钙质微生物岩往往具有不同的构造类型. 川东地区钙质微生物岩以发育穹隆状构造、纹带状构造及指状构造为主要特征; 贵州边阳地区及广西平果地区则主要表现为纹带状构造; 广西田东地区则表现为花斑状构造和丘状构造; 鄂东南地区表现为纹带状构造和丘状构造, 局部出现柱状叠层构造. 尽管钙质微生物岩存在不同的构造类型, 但在岩石结构上则具有很大的共性. 钙质微生物岩在结构上最明显的特征是由微晶基质和中、粗晶方解石指状体或斑点所组成(图 3). 但不同地区及同一地区的不同层位上, 指状体或斑点的发育程度是不一样的. 指状体的长度一般为 6~15 cm 左右, 宽为 0.4~2 cm 不等, 指状体本身也分叉. 斑点大小一般为 0.2~1.5 cm. 指状体长轴方向多与地层层面近垂直, 而斑点则较均匀地散布在微晶灰岩基质中, 没有明显的方向性.

指状体和斑点中的粗粒方解石很容易使人联想到碳酸盐成岩过程中充填在空洞中的亮晶胶结物.

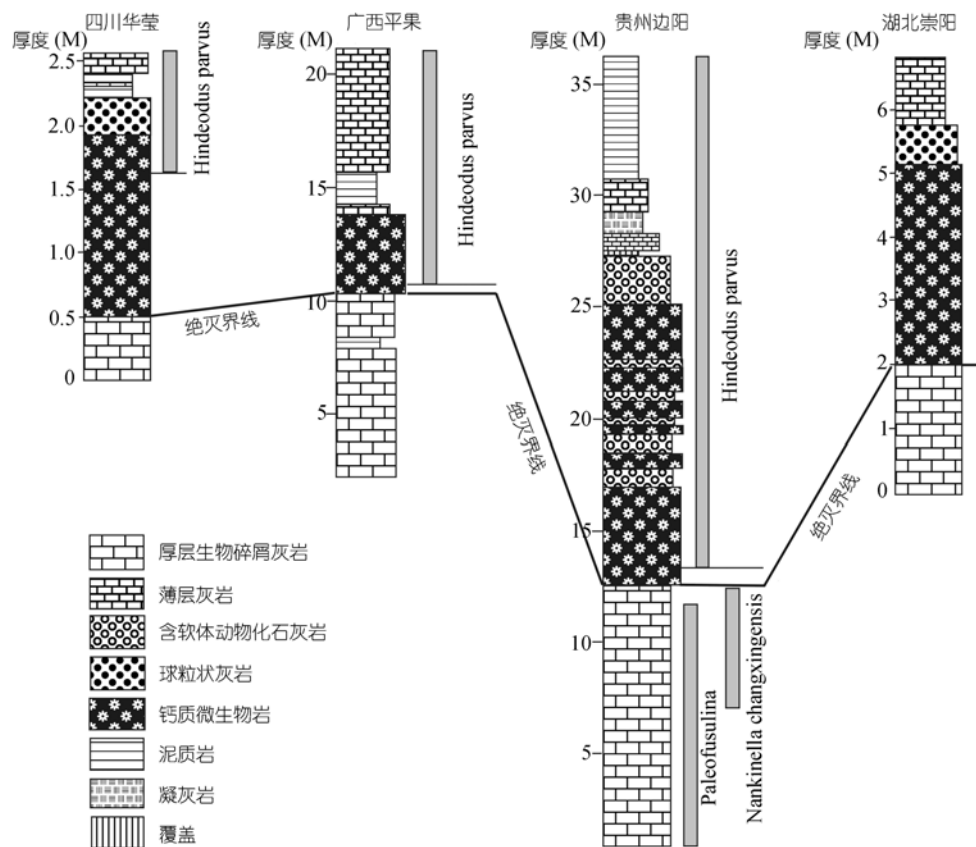


图2 华南地区钙质微生物岩产出层位及对比

四川华莹剖面据文献[7]; 广西平果剖面为本研究实测, 牙形石带据文献[15]; 贵州边阳剖面据文献[15]; 湖北崇阳剖面为本研究实测

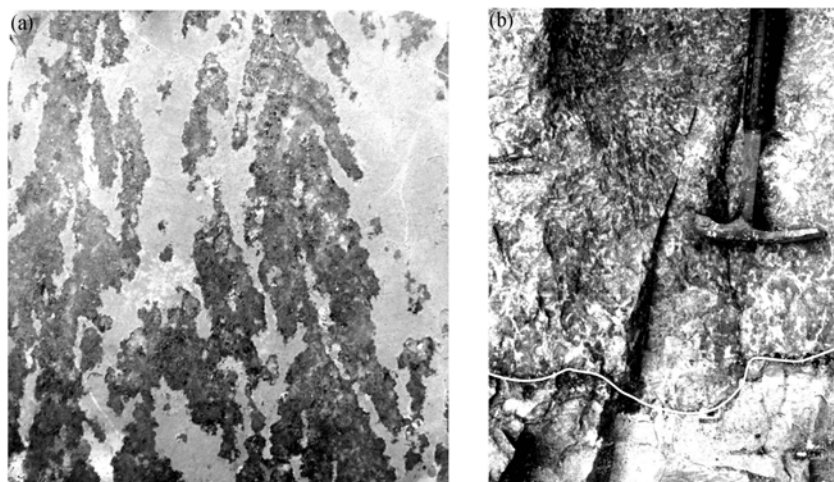


图3 微生物岩中不同类型的沉积构造

暗色部分为粗晶方解石, 浅色部分为微晶基质. (a) 四川华莹剖面微生物岩中的指状构造. 光面, 放大倍数为0.9倍, 产出层位: 离微生物岩底界 1.2 m. (b) 广西田东剖面微生物岩中的“花斑状构造”. 野外照片, 白线为绝灭界线, 白线之上为微生物岩, 其下为富含钙藻、有孔虫的灰岩

Guo L等人^[20]也曾研究过川东地区的这套微生物岩, 并于1992年发表文章, 指出川东的这套“微生物岩”

在结构上与意大利中部现代淡水热泉钙华十分相似. 前人对热水沉积作过很多研究, 低的稀土总量及Eu

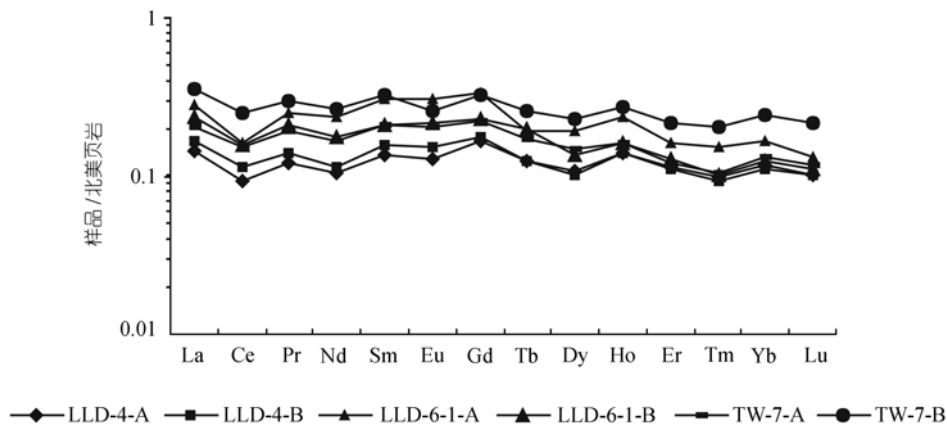


图 4 微生物岩中微晶基质及粗晶方解石的稀土配分型式

正异常往往被认为与热水沉积有关^[21]。为了弄清川东地区这套钙质微生物岩是否与热水沉积有关，我们试图从稀土组成上寻找证据。但测试结果发现这些粗晶方解石的稀土总量和配分形式与周围微晶基质一致，也不存在Eu正异常(图 4)。所以目前来看，川东这套微生物岩不象是热水沉积。此外，我们也抽样测试了粗晶方解石与微晶基质中的C、O同位素值。测试结果显示两者在C、O同位素值上均十分接近，而且其值显示为海相碳酸盐特征，而不像“淡水钙华”(表 1)。

表 1 微晶基质及粗晶方解石中的 C、O 同位素值

样品号	岩性	$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$
LLD-4-1-A	微晶基质	1.65	-8.28
LLD-4-1-B	粗晶方解石	1.64	-7.9
LLD-6-1-A	微晶基质	1.09	-8.77
LLD-6-1-B	粗晶方解石	1.37	-8.33
TW-7-A	微晶基质	-0.57	-7.04
TW-7-B	粗晶方解石	2.6	-7.68

与此同时，测试结果显示微晶基质和粗晶方解石在微量元素组成上也较一致，但部分元素则没有明显的规律性(表 2)。微量元素中，对分析成岩作用较有意义的是Sr元素。Sr在微晶基质和粗晶方解石中的含量十分接近，而且均具有很高的值(715~ 1376 $\mu\text{g/g}$)，比一般碳酸盐岩中的Sr含量要高得多。据文献[22]研究统计，大多数古代灰岩中Sr的含量约为350~700 $\mu\text{g/g}$ 。胡明毅^[23]通过对塔北奥陶系灰岩测试，发现从局限台地相至开阔台地相、台地边缘相、浅海陆棚相、盆地相，碳酸盐沉积物中锶平均含量分别为：105.3, 138.2, 195, 226.8 和 248.7 $\mu\text{g/g}$ 。而对中扬子台

地北缘上震旦统碳酸盐岩中锶的分布研究发现，从局限台地相至开阔台地相、台地边缘滩相、斜坡相、盆地边缘相至盆地相，碳酸盐沉积物中锶平均含量分别为：243.3, 48, 37.3, 39, 136 和 140 $\mu\text{g/g}$ ^[24]。以上这些碳酸盐沉积物中锶的含量均比本文研究的华南微生物岩中锶的含量要低。

由于Sr是一种易迁移元素^[25]，后期成岩变化会使Sr元素大量流失，造成灰岩中Sr元素含量急剧下降。法国汝拉山灰岩后期成岩变化是一个最为典型的例子，原生灰岩中的Sr含量为 160~380 $\mu\text{g/g}$ ，经白云岩化后Sr含量下降为 110~200 $\mu\text{g/g}$ ，而再经方解石化的白云岩中的Sr含量则小于 5 $\mu\text{g/g}$ ^[26]。华南微生物岩中高的Sr含量及在微晶基质和粗晶方解石中较一致的含量值，表明粗晶方解石和微晶基质应该为同期沉积成岩作用的产物，而且受后期成岩作用的影响相对较小。

3 钙质微生物岩的生物组成

Lehrmann^[14]于 1999 年首先在贵州边阳地区二叠系-三叠系界线附近“钙质微生物层”(Biostrome)中发现“室囊状-凝块状构造”(chambered-to-clotted micrite structure)，并认为可能是一种称为肾形藻(Renalcis)的钙化了的球状蓝藻细菌(Cyanobacteria)所形成的生物沉积构造。但Lehrmann之后的工作主要集中在沉积学上，有关微生物化石方面的研究则一直未见报道。与此同时，Stephen等人^[6]在对川东地区相应层位上的类似沉积建造进行研究后，提出了“?微生物岩”(Microbialite)一词来解释该套特殊的沉积建造，但当时没能在“?微生物岩”中发现确实可靠的

表2 微晶基质及粗晶方解石中的微量元素含量(单位: $\mu\text{g/g}$)^{a)}

样品	Sc	V	Cr	Co	Ni	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Sn	Cs	Ba
LLD-4-A	3.37	6.63	1.66	3.50	13.1	32.4	0.82	5.19	1262	7.79	10.2	0.98	2.27	0.39	19.4
LLD-4-B	4.42	12.6	219	5.14	117	7.74	1.54	10.1	998	7.38	17.6	1.67	4.10	0.76	27.2
LLD-6-A	4.30	10.5	8.33	8.75	22.6	56.4	1.15	7.05	1376	9.71	14.7	1.47	2.69	0.44	72.8
LLD-6-B	4.75	17.2	11.0	8.48	18.4	39.5	2.13	12.7	1025	7.36	25.2	2.49	3.78	0.80	38.5
TW-7-A	4.20	9.49	11.3	5.34	20.5	9.59	1.39	8.78	892	6.99	14.7	1.48	2.86	0.70	23.2
TW-7-B	6.40	28.7	19.6	8.90	20.3	21.9	4.72	31.9	715	10.6	46.7	4.53	2.54	2.41	52.9

a) 样品号后带 A 的为微晶基质, 带 B 的为粗晶方解石

微生物化石. 在前人研究的这些基础上, 我们又作了进一步的研究工作. 结果不仅在贵州边阳地区发现了大量保存清晰的微生物化石, 而且在川东结晶灰岩中也发现了一些球状微生物化石. 与此同时在广西田东、鄂东南地区也相继发现钙质微生物化石. 这些工作为弄清微生物岩的生物组成奠定了重要的基础.

微生物岩中的生物化石并非由单一的微生物化石所组成, 而是以微生物为主体, 同时伴生有小型腹足类、介形虫和小型双壳化石的一个特殊化石群落. 在这个群落中, 微生物是群落的主体, 也是群落的重要基础. 微生物岩中的化石群落与上下相邻地层中的化石组合存在明显区别. 与微生物岩底界(大绝灭界线)以下的晚二叠世藻、有孔虫生物碎屑灰岩相比, 微生物岩中的生物组成已显得十分单调. 而与微生物岩顶界之上的早三叠世下部中薄层灰岩相比, 微生物岩中的生物化石则略显丰富. 从已有的资料分析来看, 微生物岩中微生物化石至少可识别出“束囊状”和球状两种.

“束囊状”化石主要产在贵州边阳打讲剖面, 经初步鉴定为肾形藻(*Renalcis*)或*Epiphyton*化石(图5). 关于肾形藻的归属问题曾出现过种种解释. Riding等人^[27]曾认为是一种有孔虫, 其理由是“束囊状”的形态与一些有孔虫“梯房状”构造非常相似, 而且每个囊室个体很大, 不能代表单个蓝绿藻细胞. 对此, Hofmann^[28]提出的解释认为*Renalcis*的每个囊室代表的是球状蓝绿藻细胞群体的范围, 而不是单个的细胞. 这一观点得到了Horodyski等人^[29]的研究的支持. 他们的研究认为, 蓝绿藻胶质鞘的钙化包括两个方面, 一是包裹细胞群的鞘, 另一是群体内分隔单个球状细胞的鞘. 但群体内分隔单个细胞的鞘较薄, 而且常常在完全钙化之前就已降解. 因此最后能钙化保存下来的往往只是较大的包裹细胞群的鞘. 目前, 大部分的研究表明肾形藻为一种蓝绿藻^[30,31].

微生物岩中的另一种微生物化石为一种球状体. 这种球状体化石目前主要发现在贵州边阳、川东、广西田东及鄂东南地区. 球状体化石为中空球体(图6), 体壁均由极细粒的方解石颗粒所组成. 另外, 球状体周边的方解石颗粒也较远离球状体部分的方解石颗粒要细. Lehrmann^[14]认为这种微晶方解石是生物作用引发下形成的沉淀物. 由于球状体化石直径较大, 所以在光学显微镜下就能观察到这些化石. 在薄片上, 这些球状体化石可成群产出, 也可单独分布, 大小相同或不同(可能与切片位置有关). 由于蓝藻细菌本身没有硬体骨骼, 而且其成为化石的过程中钙化的部分往往是其外部的胶质鞘, 所以化石的鉴定主要依靠形态特征和个体的大小. 从形态和大小比较, 这些球状体化石与华北元古代团山组叠层石中的球状体单细胞化石*Leptoteichos* sp.^[32]十分相似. 另外也与现代叠层石中的球状微生物*Entophysalis*非常类似^[29].

蓝藻细菌在前寒武纪到现代的漫长地质历史中, 其基本形态特征没有太大的变化^[31], 因此可以说是一类演化上的保守者(evolutionarily conservative)^[33], 但这类生物往往具有重要的环境指示价值.

4 微生物岩的古环境意义

微生物岩在不同地史时期均出现过. 其中叠层石作为微生物岩的一种在前寒武纪地层中有着广泛的分布, 并得到了国内外学者的系统研究^[31,34,35]. 与前寒武纪相比, 古生代以来叠层石开始逐渐减少. 从大量研究资料分析, 微生物岩的出现往往代表一种特殊的生态环境. 华南地区广泛发育的微生物岩恰处在二叠纪-三叠纪之交生物大绝灭这样一个特殊的时期, 因此, 对这套微生物岩的研究对于揭示二叠纪末全球事件在礁相或浅水碳酸盐台上的具体反映具有重要的环境指示意义.

华南微生物岩代表了由不同类型的微生物化石、

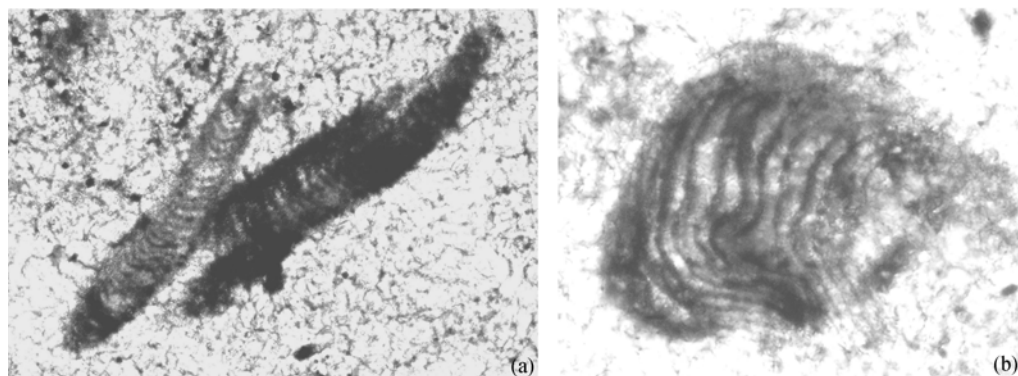


图 5 贵州边阳剖面微生物岩中的部分肾形藻化石(*Renalcis*)或 *Epiphyton*

(a) 放大 147 倍, 离微生物岩底界 5.3 m; (b) 放大 299 倍, 离微生物岩底界 0.45 m

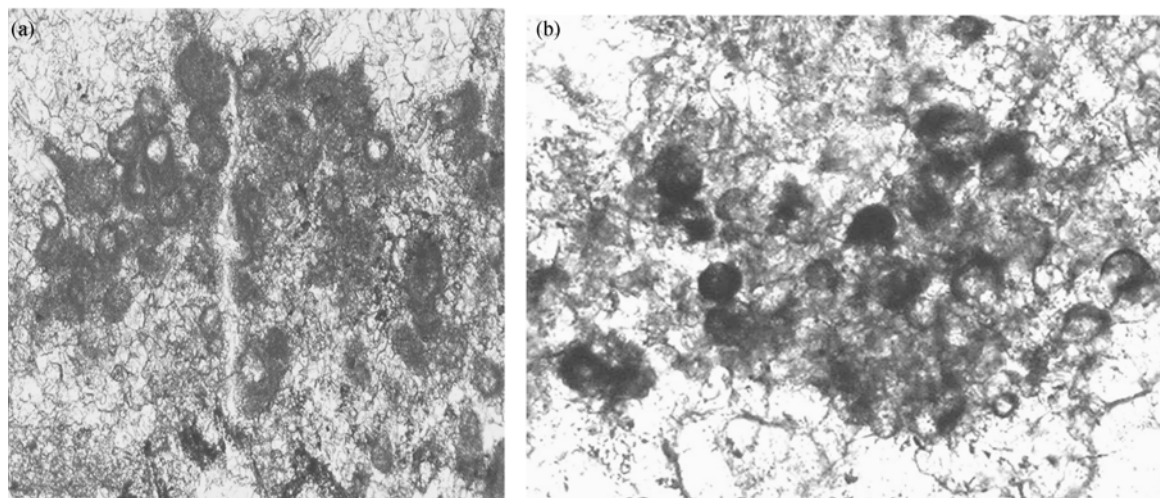


图 6 微生物岩中的球状微生物化石

(a) 放大 43 倍, 产出层位: 离微生物岩底界 0.05 m, 湖北崇阳剖面; (b) 放大 160 倍, 产出层位: 离微生物岩底界 5.75 m, 贵州边阳剖面

小型腹足类、介形虫和小型双壳类化石所组成的一个特殊化石群落。由于微生物岩只分布在礁顶或浅水碳酸盐台地一个相对有限的生态环境中, 在周围深水区即刻消失。因此这套以微生物为基础的生物化石组合代表了大绝灭后残留在礁顶或浅水碳酸盐台地上一个简单而特殊的生态系。该生态系的主要特征可归纳为: (1) 以微生物为基础; (2) 生物种类单调; (3) 生物丰度仍相对较高; (4) 伴生有小型腹足类、双壳类及介形虫等广栖性生物; (5) 只分布在礁顶或浅水碳酸盐台地上。由于该生态系以产微生物化石为特征, 并以微生物为生态基础, 因此本文将该套沉积所代表的古代生态系称之为菌藻生态系。

现代海洋中赤潮或淡水湖泊中富营养生成的藻类泛滥被视为水环境条件恶化的一种表现。华南乃至全球二叠纪末礁相或浅水碳酸盐台地上微生物

岩的广泛分布可能包含着某种特殊的环境信息。尽管对有关这方面的研究仍有很多工作要做, 但一些剖面上微生物岩中出现的叠层石则可能提供了较为可靠的环境信息。从现代叠层石的分布分析, 海洋叠层石也多分布在盐度偏高的潮间带附近, 干燥的气候和高盐度是海相叠层石发育的有利条件。古代叠层石的研究也表明它们在沉积环境上与现代叠层石有很大的相似之处。朱士兴^[32]曾指出, 虽然叠层石可以形成在多种环境中, 但其中温度和盐度偏高的浅水环境才是最有利。钙化了的球状蓝绿藻化石在超盐度水的叠层石中已经有发现^[31]。

微生物岩是当前生物地质学研究的一个重要方面。戴永定等人^[18]曾指出, 寻找灾变埋藏后保存的古代微生物席是当前微生物岩研究所面临的主要任务之一。华南钙质微生物岩则产在显生宙最大绝灭事

件界线之上,其特殊的产出层位意味着具有特殊的研究价值。尽管在这方面的研究仍有很多工作要做,而且也存在一些困难,但华南钙质微生物岩的研究必将为更全面地了解古中生代之交地质事件的性质及其在礁相和浅水碳酸盐台地相上的具体表现提供新的研究资料和证据。

致谢 喻有艺同志为野外工作提供了很大的帮助。曹瑞骥老师和戴永定老师对微生物岩中微生物化石的确定提出过宝贵的意见,在此表示诚挚的谢意。本工作受国家自然科学基金重点项目(批准号:40232025)和国家杰出青年基金项目(批准号:40325004)资助。

参 考 文 献

- 李子舜,詹立培,戴进业,等. 川北陕南地区二叠系-三叠系生物地层和事件地层学研究. 北京:地质出版社,1989. 10~179
- 殷鸿福,黄思骥,张克信,等. 华南二叠-三叠纪之交的火山活动及其对生物绝灭的影响. 地质学报,1989,63(2): 169~181
- 杨遵仪,吴顺宝,殷鸿福,等. 华南二叠-三叠纪过渡期地质事件. 北京:地质出版社,1991. 1~190
- Jin Y G, Wang Y, Wang W, et al. Pattern of marine mass extinction near the Permian-Triassic boundary in south China. *Science*, 2000, 289: 432~436[DOI]
- James N P. Reef environment. In: Scholle P A, ed. *Carbonate Depositional Environments*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 1983, 33: 348~440
- Stephen K, Zhang T S, Lan G Z. A ?microbialite carbonate crust at the Permian-Triassic boundary in south China, and its palaeoenvironmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1999, 146: 1~18[DOI]
- Steve K, Guo L, Swift A, et al. ?Microbialites in the Permian-Triassic boundary interval in central China: Structure, age and distribution. *Facies*, 2002, 47: 83~90
- Tarza H. The Permian and the Lower Triassic systems in Abadeh region, central Iran. *Kyoto University, Geology and Mineralogy Series. Faculty of Science Memoirs*, 1981, 47: 66~133
- Schubert J K, Bottjer D J. Early Triassic stromatolites as post-mass extinction disaster forms. *Geology*, 1992, 20: 883~886[DOI]
- Bush I P. Upper Permian(?) and Lower Triassic metasedimentary rocks, northeastern Baja California, Mexico. In: Frizzell V A Jr, ed. *Geology of the Baja California Peninsula*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, 1984, 39: 31~36
- Peryt T M. Significance of stromatolites for the environmental interpretation of the Bundsandstein (Lower Triassic) rocks. *Geologische Rundschau*, 1975, 64: 143~158
- Rostovtsev K O, Azaryan N R. The Permian-Triassic boundary in Transcaucasia. In: Logan D H, Hills L V, eds. *The Permian and Triassic Systems and Their Mutual Boundary*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 1973, 2: 89~99
- Sano H, Nakashima K. Lowermost Triassic (Griesbachian) microbial bindstone-cementstone facies southwest Japan. *Facies*, 1997, 36: 1~24
- Lehrmann D J. Early Triassic calcimicrobial mounds and biostromes of the Nanpanjiang basin, south China. *Geology*, 1999, 27(4): 359~362[DOI]
- Lehrmann D J, Payne J L, Felix S V, et al. Permian-Triassic boundary sections from shallow-marine carbonate platforms of the Nanpanjiang Basin, South China: Implications for oceanic conditions associated with the end-Permian extinction and its aftermath. *Palaios*, 2003, 18(2): 138~152
- 王念忠, 杨守仁, 金帆, 等. 中国海相早三叠世弓鲛鱼类(软骨鱼类)的首次报道. 古脊椎动物学报, 2001, 39(4): 251~265
- Burne R V, Moore I S. Microbialites: Organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *Palaios*, 1987, 2(3): 241~254
- 戴永定, 陈孟莪, 王尧. 微生物岩研究的发展与展望. 地球科学进展, 1996, 11(2): 209~215
- 陈晋镡. 叠层石研究的进展和问题. 见: 朱士兴等编著. 中国叠层石. 天津: 天津大学出版社, 1993. 207
- Guo L, Riding R. Microbial micritic carbonates in uppermost Permian reefs, Sichun Basin, southern China: Some similarities with recent travertines. *Sedimentology*, 1992, 39: 37~53
- Belka Z. Early Devonian Kess-kess carbonate mud mounds of the eastern Anti-Atlas (Morocco), and their relation to submarine hydrothermal venting. *Journal of Sedimentary Research*, 1998, 68(3): 368~377
- 罗宾·巴瑟斯特著, 中国科学院地质研究所《碳酸盐沉积物及其成岩作用》翻译组译. 碳酸盐沉积物及其成岩作用. 北京: 科学出版社, 1977. 197~198
- 胡明毅. 塔北柯坪奥陶系碳酸盐岩地球化学特征及环境意义. 石油与天然气地质, 1994, 15(2): 158~163
- 胡明毅. 中扬子台地北缘上震旦统碳酸盐岩中锶的分布特征及环境意义. 岩石矿物学杂志, 1999, 18(3): 243~246
- 南京大学地质系. 地球化学. 北京: 科学出版社, 1979. 324
- Shearman D J, Shirmohammadi N H. Distribution of strontium in dedolomites from the French Jura. *Nature*, 1969, 223: 606~608
- Riding R, Brasier M. Earliest calcareous foraminifera. *Nature*, 1975, 257: 208~210
- Hofmann H J. Stratiform Precambrian stromatolites, Belcher Islands, Canada: Relations between silicified microfossils and microstructure. *Am J Sci*, 1975, 275: 1121~1132
- Horodyski R J, Vonder Haar S P. Recent calcareous stromatolites from Laguna Mormona (Baja California) Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1975, 45(4): 894~906
- Wray J L. *Calcareous Algae*. Amsterdam, Oxford, New York: Elsevier, 1977. 185
- Pratt B R. *Epiphyton and Renalcis*-diagenetic microfossils from calcification of coccoid blue-green algae. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1984, 54(3): 948~971
- 朱士兴. 中国叠层石. 天津: 天津大学出版社, 1993. 191~196
- Mendelson C V, Schopf J W. Proterozoic microfossils from the Sukhaya Tunguska, Shorikha, and Yudoma Formations of the Siberian platform, USSR. *Journal of Paleontology*, 1982, 56(1): 42~83
- Riding R. *Calcareous Algae and Stromatolites*. Berlin: Springer-Verlag, 1991
- 曹瑞骥, 袁训来. 中国叠层石研究的历史和现状. 微体古生物学报, 2003, 20(1): 5~14

(2004-09-15 收稿, 2004-12-27 收修改稿)