

# 广西来宾蓬莱滩二叠纪瓜德鲁普统一乐平统界线剖面元素和同位素地球化学研究及地质意义

杨振宇, 沈渭洲, 郑连弟

内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京大学地球科学系, 南京, 210093

**内容提要:** 广西来宾蓬莱滩二叠系瓜德鲁普统一乐平统界线剖面已被国际地质科学联合会确定为国际界线层型标准剖面, 在该界面附近发生了一次重要的全球性生物绝灭事件。蓬莱滩剖面样品采自乐平统合山组底部(由硅质岩和透镜状灰岩组成)和瓜德鲁普统茅口组上部来宾灰岩(由硅质灰岩、灰岩和少量硅质岩组成)。它们具有高的  $\text{SiO}_2$  含量(除 3 个样品低于 10% 以外, 其余样品均大于 17%, 平均为 43.44%),  $m$  值( $>50$ )与  $\text{Sr}/\text{Ba}$  值( $>1.0$ )和低的  $\text{MgO}/\text{CaO}$ (绝大部分低于 0.2)与  $\text{V}/(\text{V}+\text{Ni})$  值( $<0.46$ );  $\text{Ce}$  和  $\text{Eu}$  亏损明显。这些地球化学特征反映它们是在相对氧化的浅海环境中形成的, 硅的来源非常丰富。样品的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值( $-7.5 \sim -3.3$ )和 ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> 值( $0.70705 \sim 0.70739$ ) 都位于全球大洋  $\text{Nd}$ 、 $\text{Sr}$  同位素演化曲线晚二叠纪时期区域内。有机碳的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值变化明显( $-26.7\text{‰} \sim -23.2\text{‰}$ ), 尤其是在瓜德鲁普统与乐平统以及茅口组与合山组界线附近发生显著的负漂移(达  $3.4\text{‰}$ ), 而且与无机碳的  $\delta^{13}\text{C}$  值呈现大致平行的变化趋势, 证实在该界线附近发生过生物绝灭事件。虽然对瓜德鲁普统一乐平统交替时期发生的生物绝灭事件已提出过包括海平面下降在内的多种假设, 但本文认为, 由地幔柱上升引起的、以峨眉山玄武岩喷发为代表的超级火山活动以及由此引起的环境效应是该时期生物绝灭的主要原因。

**关键词:** 有机碳; 生物绝灭; 火山活动; 瓜德鲁普统一乐平统; 广西来宾

广西来宾蓬莱滩二叠系瓜德鲁普统(Guadalupian)和乐平统(Lopingian)界线的层型剖面已被国际地层委员会确定为国际界线层型标准剖面(GSSP)(金玉珩等, 2007), 这是目前所知最好的剖面。对该剖面进行的生物地层学(Mei et al., 1994, 1998; Jin et al., 1998; 金玉珩等, 2007)和碳酸盐岩的碳同位素研究(Wang et al., 2004; Kaiho et al., 2005)业已证实, 在瓜德鲁普统一乐平统界线层位附近存在生物绝灭事件, 是二叠纪/三叠纪生物灭绝之前的一个重要事件, 并认为生物的大量死亡主要是由海平面的迅速降低引起。本文以该剖面界线层位附近的合山组底部和茅口组来宾灰岩顶部为研究对象, 开展详细的元素地球化学、有机碳和  $\text{Nd}$ - $\text{Sr}$  同位素研究, 以进一步探索前乐平统事件或瓜德鲁普统末生物绝灭事件的原因。

## 1 地质背景

晚二叠世存在两次重要的全球性生物绝灭事件, 即发生在中二叠世末瓜德鲁普统与晚二叠世乐

平统(卡匹敦阶/吴家坪阶)之间和二叠纪与三叠纪(长兴阶/印度阶)之间(Stanley and Yang, 1994; Jin et al., 2000), 前者也被称为前乐平统事件或瓜德鲁普统末绝灭事件, 简称 G/L 界线(258 Ma 左右), 代表一个全球性的海退界面(Jin, 1993; Stanley and Yang, 1994; Jin et al., 1994, 1998, 2000, 2006; Shen and Shi, 1996, 2002; Wang and Sugiyama, 2000)。二叠纪与三叠纪界限通常简称为 P/T 界限(251 Ma, Renne et al., 1995; Kamo et al., 2003)。

如图 1 所示, 本文研究的蓬莱滩剖面位于广西来宾市以东约 20 km 的红水河南岸。该剖面位于来宾向斜的东翼, 向斜西翼的铁桥剖面则位于来宾市以南约 2 km 的红水河北岸。蓬莱滩和铁桥剖面已进行过详细的高分辨率多重地层学研究。由于在蓬莱滩剖面瓜德鲁普统上部卡匹敦阶和乐平统底部吴家坪阶的地层都出露很好, 所以被优先作为瓜德鲁普统与乐平统界线的全球层型剖面 and 点(GSSP)。

在蓬莱滩剖面中, 从瓜德鲁普统到乐平统底部

注: 本文为国家自然科学基金项目(编号 40572136)和全国地层委员会课题(编号 1212010511702)联合资助成果。

收稿日期: 2008-04-10; 改回日期: 2008-09-27; 责任编辑: 周健。

作者简介: 杨振宇, 男, 教授, 从事大地构造学研究。通讯地址: 210093, 南京汉口路 22 号, 南京大学地球科学系。

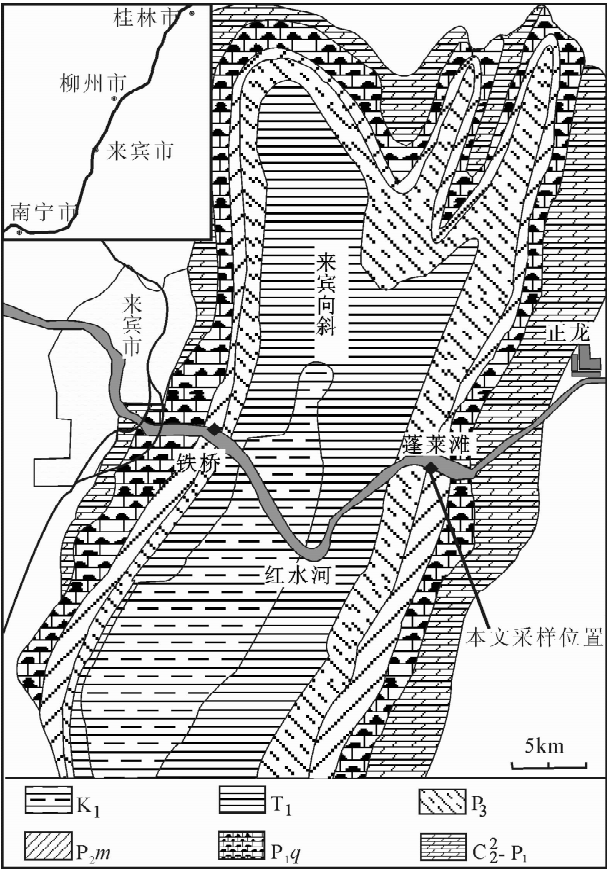


图 1 广西来宾地区地质略图(据金玉环等,2007)

Fig. 1 Simplified regional geological map of the Laibin area, Guangxi Province (after Jin et al., 2007)

K<sub>1</sub>—下白垩统; T<sub>1</sub>—下三叠统; P<sub>3</sub>—大隆组+合山组; P<sub>2m</sub>—茅口组; P<sub>1q</sub>—栖霞组; C<sub>2</sub>—P<sub>1</sub>—马平组

K<sub>1</sub>—Lower Cretaceous; T<sub>1</sub>—Lower Triassic; P<sub>3</sub>—Dalong and Heshang Formations, Upper Permian; P<sub>2m</sub>—Maokou Formation, middle Permian; P<sub>1q</sub>—Qixia Formation, Lower Permian; C<sub>2</sub>—P<sub>1</sub>—Maoxing Formation, Upper Carboniferous and Lower Permian

的地层出露完整,而且它们都沿着蓬莱滩附近的红水河南岸分布。瓜德鲁普统茅口组的厚度为 302 m,并可细分为 5 个段。最上部的称为来宾灰岩,厚约 8 m。在来宾灰岩上部(相当于金玉环等测定剖面的 6a~6k 层),其岩性由硅质灰岩、灰岩和少量硅质岩组成。来宾灰岩的上覆地层为乐平统合山组,合山组底部(相当于金玉环等测定剖面的 7a~7c 层)主要由硅质灰岩和透镜状灰岩组成。

2 样品和实验方法

测试用的 29 个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,岩性包括硅质灰岩、灰岩和硅质岩。对这些样品开展主量元素、

微量元素、稀土元素以及有机碳和 Nd-Sr 同位素测试分析。

有机碳同位素分析由中国科学院南京地理和湖泊研究所湖泊与环境国家重点实验室(筹)完成。实验的主要步骤如下:样品烘干,研磨后取一定量的样品,置于 50℃ 的水浴锅中加入 10% 的稀盐酸多次搅拌,不断加入稀盐酸浸泡一昼夜直至反应完全;用去离子水洗至中性(pH=7),烘干后研磨过 150 目筛;称取一定量的被测样品,利用元素分析仪-质谱仪在线测定其碳同位素比值,并计算有机碳的含量。测定结果以 δ<sup>13</sup>C 值表示,测试误差优于 ±0.1‰。样品中有机碳的含量是根据碳酸盐的含量以及仪器测定处理后样品中有机碳的含量计算所得。

主量元素由南京大学现代分析中心采用 ARL9800XP+波长色散型 X 射线荧光光谱仪测定,测试精度优于 5%;微量元素和稀土元素则由南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室采用 Finnigan Element II 型电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)测定,检测限优于 0.5 × 10<sup>-9</sup>,相对标准偏差优于 5%。

Sm-Nd 和 Rb-Sr 同位素测试由中国科学院地质与地球物理研究所同位素实验室完成。同位素比值测定采用 VG-354 固体同位素质谱计。Nd 同位素比值测定采用 <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.7219 进行质量分馏校正,对 BCR-1 测定的 <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.512643 ± 8(2σ); Sr 同位素比值测定采用 <sup>86</sup>Sr/<sup>88</sup>Sr=0.1194 进行质量分馏校正,对 NBS987 测定的 <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr=0.710270 ± 15(2σ)。实验室全流程空白: Sm、Nd 为 10<sup>-11</sup> ~ 10<sup>-12</sup> g, Rb、Sr 为 10<sup>-10</sup> ~ 10<sup>-11</sup> g。

3 结果和讨论

3.1 主量元素

由表 1 所列数据可知,在研究剖面的主量元素组成中, SiO<sub>2</sub> (2.20% ~ 84.55%) 和 CaO 含量 (6.28% ~ 53.75%) 的变化最为明显, MgO 含量 (0.26% ~ 13.18%) 次之,其他氧化物的含量如 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、K<sub>2</sub>O、Na<sub>2</sub>O、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>、TiO<sub>2</sub>、MnO 和 TFeO(全铁)等变化非常小。其中 SiO<sub>2</sub> 含量除 3 个样品低于 10% 以外,其余样品均大于 17%,最高达 84.55%,平均为 43.44%,反映来宾灰岩顶部和合山组底部沉积时期,硅的来源相当丰富。这些硅除了来源于硅质生物在埋藏后的逐步溶解外,火山活动的影响是不可忽视的。因为在瓜德鲁普统与乐平统交替时期,华南地区的火山活动十分强烈(殷鸿福等,1989;

表 1 蓬莱滩剖面岩石的主量元素(%)、微量元素( $\times 10^{-6}$ )和稀土元素( $\times 10^{-6}$ )分析结果

Table 1 Major (%), trace ( $\times 10^{-6}$ ) and rare earth element ( $\times 10^{-6}$ ) analyses for the rocks from the Penglaitan section										
统	乐平统									
组	合山组							茅口组		
样 号	7-10	7-9	7-7	7-5	7-3	7-2	7-1	6-29	6-28	6-27
岩 性	硅质灰岩	灰 岩	灰 岩	灰 岩	硅质灰岩	硅质灰岩	硅质灰岩	硅质灰岩	硅质白云 质灰岩	硅质白云 质灰岩
SiO <sub>2</sub>	43.98	2.64	20.40	25.54	39.19	54.76	76.22	61.85	32.78	25.44
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.23	0.27	0.29	0.45	0.76	0.34	0.41	0.27	0.19	0.30
TFeO	0.28	0.23	0.32	0.51	0.71	0.46	0.57	0.76	0.65	0.60
MnO	0.27	0.43	0.33	0.35	0.44	0.16	0.17	0.49	0.84	0.90
MgO	0.75	0.98	0.69	3.87	4.81	0.50	0.35	3.51	11.73	13.18
CaO	29.41	53.42	43.37	36.09	26.31	23.88	12.10	16.12	22.81	25.20
Na <sub>2</sub> O	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.05	0.07	0.09	0.06	0.21	0.11	0.10	0.09	0.06	0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
LOI	24.74	41.95	34.19	32.78	27.02	19.66	9.73	16.83	30.76	34.09
Total	100.1	100.1	99.76	99.74	99.54	99.96	99.72	99.99	99.87	99.87
m	326.1	363.0	237.9	860.0	632.9	147.1	85.37	1300	6174	4393
MgO/CaO	0.03	0.02	0.02	0.11	0.18	0.02	0.03	0.22	0.51	0.52
Li	2.24	2.79	3.71	3.32	5.53	6.13	3.99	6.63	2.87	2.93
Be	0.11	0.10	0.10	0.12	0.19	0.11	0.10	0.14	0.11	0.11
Sc	0.24	0.24	0.37	0.45	0.46	0.46	0.30	0.38	0.19	0.21
Ti	107.1	99.16	119.4	171.4	124.2	146.3	182.7	141.4	84.64	89.23
V	5.72	3.22	6.27	9.93	8.75	12.99	10.22	20.28	14.24	13.34
Cr	4.36	3.18	9.63	5.48	6.07	18.49	22.15	5.57	6.01	6.63
Mn	2233	3692	2841	2850	3640	1319	1184	3910	6542	7499
Co	2.00	3.24	8.47	3.62	3.44	1.82	3.43	3.66	2.56	3.05
Ni	26.81	38.70	90.19	41.03	41.64	24.24	35.20	31.93	31.14	34.19
Cu	6.77	3.75	7.34	7.03	6.99	8.45	26.04	16.09	6.16	9.40
Ga	0.64	0.77	0.67	0.84	2.06	0.85	0.86	1.09	0.60	0.72
Rb	2.34	3.39	3.24	2.10	7.32	4.90	4.54	4.49	2.33	3.16
Sr	359.2	680.5	533.4	374.9	323.5	371.8	122.7	286.3	211.6	245.8
Y	9.38	17.97	13.71	15.57	13.79	13.10	8.52	15.57	7.28	7.94
Zr	7.86	7.57	7.48	9.92	12.56	9.44	25.40	22.59	10.31	11.45
Nb	6.69	8.42	7.98	10.85	13.89	10.68	22.79	28.54	12.59	13.95
Mo	0.52	0.45	1.62	0.74	0.69	1.20	2.76	0.84	0.88	0.99
Cd	0.09	0.08	0.26	0.22	0.17	0.13	0.20	0.12	0.06	0.04
Sn	0.29	0.22	0.42	0.44	0.50	0.51	0.39	0.31	0.29	0.43
Cs	0.10	0.11	0.11	0.10	0.26	0.15	0.15	0.13	0.09	0.10
Ba	19.26	11.03	16.54	18.08	69.26	12.48	78.93	166.1	40.56	13.74
Hf	0.16	0.13	0.17	0.24	0.33	0.22	0.24	0.21	0.11	0.11
Ta	0.14	0.05	0.07	1.23	0.10	0.06	0.04	0.04	0.04	0.03
W	0.91	0.74	0.89	1.29	0.64	0.81	0.66	0.64	0.67	0.87
Pb	3.59	6.92	4.78	5.78	7.11	27.02	5.76	9.55	3.83	5.15
Bi	0.16	0.09	0.14	0.25	0.19	0.23	0.17	0.22	0.11	0.16
Th	0.31	0.27	0.44	0.55	1.59	0.61	0.61	0.60	0.29	0.30
U	0.54	0.63	0.32	0.78	0.87	0.97	0.61	0.36	0.29	0.31
Sr/Ba	18.65	61.70	32.25	20.74	4.67	29.79	1.55	1.72	5.22	17.89
Mn/Fe	1.03	2.06	1.14	0.72	0.66	0.37	0.27	0.66	1.29	1.61
Zr/Y	0.84	0.42	0.55	0.64	0.91	0.72	2.98	564.8	257.8	381.7
V/(V+Ni)	0.18	0.08	0.07	0.17	0.17	0.35	0.23	0.39	0.31	0.28
La	7.50	10.78	13.02	14.47	13.59	14.02	8.38	18.51	7.26	8.00
Ce	5.55	9.75	8.45	10.07	12.81	10.77	9.25	17.22	7.21	7.79
Pr	1.57	2.45	2.90	3.29	3.12	3.32	2.34	4.67	1.51	1.64
Nd	5.42	8.42	9.48	10.92	10.29	11.25	8.58	16.72	5.36	5.93
Sm	0.92	1.63	1.62	1.89	1.83	1.89	1.52	2.87	0.91	1.01
Eu	0.17	0.35	0.31	0.36	0.33	0.33	0.30	0.60	0.19	0.21
Gd	0.68	1.30	1.18	1.40	1.33	1.28	1.02	2.02	0.69	0.71
Tb	0.19	0.41	0.33	0.39	0.37	0.36	0.29	0.57	0.19	0.20
Dy	0.78	1.77	1.25	1.50	1.43	1.30	1.06	2.15	0.71	0.76
Ho	0.17	0.43	0.27	0.33	0.31	0.26	0.21	0.45	0.16	0.17
Er	0.40	1.06	0.62	0.74	0.72	0.60	0.48	1.04	0.36	0.37
Tm	0.18	0.52	0.27	0.32	0.33	0.26	0.20	0.44	0.15	0.15
Yb	0.41	1.30	0.63	0.75	0.80	0.57	0.41	0.92	0.30	0.31
Lu	0.09	0.30	0.13	0.16	0.17	0.12	0.09	0.20	0.07	0.07
δEu	0.63	0.71	0.66	0.65	0.62	0.61	0.70	0.72	0.71	0.72
δCe	0.36	0.43	0.31	0.33	0.45	0.36	0.48	0.43	0.49	0.48
ΣREE	24.03	40.47	40.46	46.59	47.43	46.33	34.13	68.38	25.07	27.32
L/H	7.29	4.71	7.65	7.33	7.69	8.75	8.08	7.78	8.53	8.97

续表 1

统 组	乐平统				瓜德魯普统					
样 号	6-26	6-24	6-23	6-22	6-21	6-20	6-17	6-16	6-15	6-14
岩 性	硅质白云 质灰岩	硅质岩	灰 岩	硅质灰岩	灰 岩	硅质岩	硅质灰岩	硅质灰岩	灰 岩	硅质灰岩
SiO <sub>2</sub>	26.39	83.28	17.69	35.90	28.10	84.55	67.92	38.90	6.02	34.77
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	0.03	0.02	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.28	0.53	0.89	0.25	0.65	0.66	0.58	0.65	0.53	0.40
TFeO	0.64	1.31	0.94	0.77	0.81	0.78	0.62	0.82	0.56	0.58
MnO	0.93	1.15	1.09	0.78	0.56	0.10	0.15	0.18	0.24	0.20
MgO	12.87	0.39	9.33	6.82	0.68	0.35	0.42	0.65	0.89	0.63
CaO	25.34	6.28	33.27	26.17	37.01	7.11	16.42	32.08	50.80	34.41
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04	0.04	0.03	0.04	0.05	0.03
K <sub>2</sub> O	0.09	0.12	0.26	0.08	0.18	0.17	0.17	0.20	0.22	0.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.04	0.06	0.04	0.05	0.03	0.02	0.03	0.05	0.03
LOI	33.45	6.71	36.37	29.31	31.76	5.94	13.28	26.29	40.32	28.56
Total	100.1	99.88	99.96	100.2	99.87	99.77	99.65	99.87	99.69	99.74
m	4596	73.58	1048	2728	104.6	53.03	72.41	100.0	167.9	157.5
MgO/CaO	0.51	0.06	0.28	0.26	0.02	0.05	0.03	0.02	0.02	0.02
Li	5.86	6.48	7.99	4.46	4.93	8.49	7.00	6.11	3.79	7.90
Be	0.15	0.29	0.24	0.16	0.14	0.17	0.14	0.13	0.12	0.09
Sc	0.82	0.18	0.28	0.21	0.41	0.22	0.22	0.29	0.39	0.35
Ti	101.0	155.5	182.5	145.7	256.4	292.3	313.9	288.7	183.5	173.3
V	14.02	21.36	13.64	12.54	23.58	15.39	10.12	11.32	14.65	25.23
Cr	13.99	5.92	4.24	6.57	10.03	11.01	7.48	7.93	4.55	7.90
Mn	7886	8873	9313	6830	5166	785.4	1218	1559	2042	1685
Co	3.34	9.63	3.54	2.65	10.68	4.13	6.79	5.56	5.71	5.32
Ni	38.78	153.69	50.37	44.88	93.92	39.66	39.89	44.55	54.86	80.55
Cu	8.02	9.05	6.25	14.27	9.34	6.01	7.73	5.49	6.92	10.98
Ga	2.09	1.79	1.69	0.99	1.36	1.47	1.29	1.14	0.97	0.82
Rb	3.24	5.77	9.75	3.99	7.72	9.60	9.79	9.47	9.67	5.05
Sr	256.0	46.13	380.6	304.3	418.5	107.3	237.2	452.9	548.5	359.7
Y	12.91	7.09	18.44	14.54	20.38	6.52	7.20	12.67	15.87	11.26
Zr	12.29	23.88	27.38	15.71	40.10	32.90	29.35	29.78	21.25	22.92
Nb	14.53	44.30	35.39	19.22	44.01	48.79	37.94	36.51	20.86	19.38
Mo	1.42	2.02	1.10	1.16	2.40	1.46	0.94	1.08	1.22	3.20
Cd	0.09	3.52	0.34	0.27	0.57	0.37	0.24	0.27	0.52	0.24
Sn	0.52	0.25	0.32	0.36	0.42	0.37	0.32	0.39	1.00	0.46
Cs	0.11	0.16	0.23	0.12	0.22	0.26	0.22	0.24	0.19	0.16
Ba	49.59	435.8	87.48	23.70	69.76	50.93	28.46	18.94	25.06	14.47
Hf	0.12	0.18	0.28	0.13	0.28	0.22	0.22	0.22	0.18	0.17
Ta	0.04	0.04	0.07	0.04	0.13	0.30	0.06	0.07	0.09	0.05
W	0.75	0.59	0.60	0.65	0.79	5.06	0.65	0.61	0.81	0.80
Pb	4.55	3.28	4.43	5.80	4.48	4.99	5.74	4.06	6.56	6.36
Bi	0.18	0.12	0.14	0.17	0.21	0.20	0.21	0.16	0.20	0.20
Th	2.95	0.48	0.78	0.36	0.73	0.83	0.59	0.67	0.63	0.57
U	0.39	0.61	0.56	0.36	0.40	0.52	1.01	2.62	1.11	0.44
Sr/Ba	5.16	0.11	4.35	12.84	6.00	2.11	8.33	23.91	21.89	24.86
Mn/Fe	1.58	0.87	1.27	1.14	0.82	0.13	0.25	0.24	0.47	0.37
Zr/Y	0.95	3.37	1.48	1.08	1.97	5.05	4.08	2.35	1.34	2.04
V/(V+Ni)	0.27	0.12	0.21	0.22	0.20	0.28	0.20	0.20	0.21	0.24
La	10.93	7.47	16.69	13.56	24.86	7.97	7.65	14.43	21.12	12.10
Ce	12.03	9.75	20.37	12.29	22.40	8.27	6.88	9.93	11.52	10.04
Pr	2.94	1.90	4.29	2.79	5.25	1.97	1.74	3.12	4.25	2.76
Nd	9.99	6.87	15.32	10.08	18.20	7.13	6.63	10.78	14.46	9.73
Sm	1.86	1.31	2.87	1.66	3.00	1.20	1.05	1.78	2.27	1.58
Eu	0.38	0.27	0.58	0.29	0.56	0.18	0.18	0.35	0.39	0.28
Gd	1.28	0.88	1.97	1.28	2.24	0.82	0.74	1.31	1.70	1.17
Tb	0.38	0.24	0.56	0.37	0.61	0.23	0.22	0.36	0.46	0.33
Dy	1.49	0.90	2.10	1.47	2.40	0.89	0.85	1.36	1.75	1.24
Ho	0.33	0.19	0.47	0.31	0.48	0.17	0.17	0.27	0.34	0.25
Er	0.79	0.42	1.03	0.72	1.11	0.39	0.39	0.64	0.80	0.58
Tm	0.37	0.18	0.42	0.33	0.50	0.18	0.18	0.28	0.35	0.25
Yb	0.86	0.37	0.89	0.67	1.01	0.39	0.39	0.57	0.73	0.52
Lu	0.20	0.08	0.19	0.11	0.16	0.06	0.06	0.09	0.13	0.09
δEu	0.71	0.73	0.71	0.59	0.63	0.53	0.59	0.67	0.58	0.60
δCe	0.49	0.60	0.55	0.45	0.44	0.48	0.43	0.33	0.27	0.40
ΣREE	43.83	30.83	67.75	45.93	82.78	29.85	27.13	45.27	60.27	40.92
L/H	6.69	8.46	7.88	7.73	8.73	8.54	8.04	8.28	8.63	8.24



续表 1

统	瓜德鲁普统								
组	茅口组								
样 号	6-12	6-11	6-9	6-8	6-6	6-4	6-3	6-2	6-1
岩 性	灰 岩	灰 岩	硅质灰岩	灰 岩	硅质岩	硅质灰岩	硅质灰岩	硅质灰岩	硅质灰岩
SiO <sub>2</sub>	19.61	29.57	64.98	2.20	80.82	75.22	62.20	41.75	78.15
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.40	0.28	0.11	0.24	0.13	0.30	0.37	0.04	0.48
TFeO	0.36	0.27	0.27	0.25	0.45	0.50	0.74	0.27	0.31
MnO	0.24	0.29	0.19	0.57	0.21	0.22	0.37	0.37	0.15
MgO	0.82	0.56	0.31	0.72	0.26	0.29	0.78	0.45	0.28
CaO	43.14	37.74	18.47	53.75	9.85	13.09	19.02	31.19	11.14
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.03	0.04	0.03	0.01	0.02	0.03	0.03	0.04
K <sub>2</sub> O	0.14	0.07	0.05	0.05	0.05	0.09	0.07	0.03	0.06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.03	0.02	0.05	0.02	0.02	0.04	0.03	0.02
LOI	34.36	30.94	15.11	41.66	7.85	10.21	16.32	25.77	8.94
Total	99.19	99.80	99.55	99.53	99.66	99.99	99.95	99.92	99.59
m	205.0	200.0	281.8	300.0	200.0	96.67	210.8	1125	58.33
MgO/CaO	0.02	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02	0.04	0.01	0.03
Li	4.91	3.86	2.99	2.37	2.94	4.75	3.79	1.52	2.42
Be	0.11	0.07	0.06	0.08	0.07	0.08	0.10	0.04	0.14
Sc	0.27	0.20	0.18	0.24	0.19	0.23	0.18	0.15	0.12
Ti	180.3	111.6	108.7	106.6	69.51	158.0	148.4	58.93	151.6
V	7.89	3.84	3.99	4.82	9.82	10.08	9.76	5.43	5.57
Cr	3.25	4.77	8.24	12.02	15.15	24.31	17.70	7.40	15.50
Mn	2115	2409	1476	4956	1699	1604	2908	3001	1150
Co	2.73	2.05	1.34	2.99	4.40	1.84	2.83	1.64	4.64
Ni	37.01	27.77	23.53	43.30	29.20	29.69	30.40	25.02	31.36
Cu	4.90	7.14	6.09	6.11	12.22	31.37	16.30	4.67	15.39
Ga	0.79	0.62	0.48	0.54	0.57	0.84	0.67	0.39	0.58
Rb	5.22	2.93	2.44	2.19	2.25	3.76	3.45	1.40	3.32
Sr	473.5	406.1	214.9	585.5	98.50	144.5	202.6	283.4	185.6
Y	11.40	7.89	3.86	7.82	5.44	6.53	4.69	4.80	4.00
Zr	19.00	12.73	11.00	12.02	8.58	18.44	36.48	6.70	16.90
Nb	19.48	12.45	10.59	11.46	8.22	12.57	13.92	5.64	12.42
Mo	0.53	0.91	1.14	1.10	0.94	2.91	1.29	0.55	1.16
Cd	0.19	0.12	0.17	0.14	0.36	0.25	0.43	0.13	0.52
Sn	0.35	0.22	0.31	0.26	0.52	0.55	0.39	0.26	0.37
Cs	0.16	0.12	0.10	0.09	0.10	0.12	0.15	0.08	0.14
Ba	13.69	20.12	25.68	10.39	35.98	44.08	160.6	40.71	33.04
Hf	0.15	0.09	0.09	0.10	0.07	0.13	0.28	0.05	0.13
Ta	0.05	0.03	0.06	0.03	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02
W	0.61	0.42	0.55	0.46	0.67	0.49	0.54	0.52	0.44
Pb	3.82	3.05	4.50	5.38	11.53	17.55	8.65	3.87	162.8
Bi	0.13	0.12	0.10	0.08	0.09	0.87	0.11	0.04	1.74
Th	0.51	0.33	0.34	0.32	0.21	0.30	0.32	0.16	0.31
U	0.45	0.64	0.43	0.52	0.68	0.69	0.72	0.84	0.56
Sr/Ba	34.59	20.18	8.37	56.35	2.74	3.28	1.26	6.96	5.62
Mn/Fe	0.76	1.15	0.70	2.55	0.49	0.41	0.51	1.43	0.48
Zr/Y	1.67	1.61	2.85	1.54	1.58	2.82	7.78	1.40	4.23
V/(V+Ni)	0.18	0.12	0.14	0.10	0.25	0.25	0.24	0.18	0.15
La	11.10	8.24	4.26	8.28	6.03	7.43	5.13	4.07	3.42
Ce	7.37	5.50	2.79	4.73	4.33	6.23	5.56	2.72	4.61
Pr	2.40	1.63	0.96	1.63	1.25	1.51	1.12	0.76	0.76
Nd	8.52	5.92	3.51	5.93	4.81	5.63	4.25	2.87	3.03
Sm	1.42	0.97	0.55	0.98	0.75	0.93	0.73	0.44	0.50
Eu	0.26	0.18	0.09	0.22	0.15	0.19	0.16	0.10	0.11
Gd	1.08	0.73	0.39	0.72	0.55	0.66	0.51	0.36	0.36
Tb	0.29	0.20	0.11	0.20	0.16	0.18	0.14	0.10	0.11
Dy	1.12	0.79	0.43	0.73	0.59	0.72	0.53	0.39	0.41
Ho	0.23	0.16	0.09	0.15	0.12	0.15	0.11	0.09	0.08
Er	0.53	0.38	0.20	0.33	0.26	0.32	0.24	0.19	0.19
Tm	0.23	0.17	0.09	0.15	0.12	0.15	0.11	0.09	0.09
Yb	0.45	0.36	0.19	0.32	0.26	0.32	0.24	0.19	0.19
Lu	0.08	0.06	0.03	0.06	0.05	0.07	0.05	0.04	0.04
δEu	0.62	0.63	0.57	0.77	0.68	0.71	0.76	0.75	0.76
δCe	0.32	0.33	0.31	0.29	0.35	0.42	0.52	0.34	0.65
ΣREE	35.08	25.29	13.69	24.43	19.43	24.49	18.88	12.41	13.90
L/H	7.75	7.87	7.95	8.18	8.21	8.53	8.78	7.56	8.46

注:岩石定名是在野外观察基础上结合岩石化学分析数据确定:硅质岩为 SiO<sub>2</sub>≥80%,CaO<10%;灰岩为 SiO<sub>2</sub><30%,CaO>30%;介于两者之间为硅质灰岩。

Chung et al. , 1995; Lo et al. , 2002; 宋谢炎等, 2002; 范蔚茗等, 2004; 何斌等, 2006; Xu et al. , 2007)。火山活动不仅可直接从地壳深部带出大量含 SiO<sub>2</sub> 的火山灰、直接进入沉积盆地的火山热液以及形成作为物源区的富含 SiO<sub>2</sub> 的酸性火山岩和火山碎屑岩, 而且火山活动带来的热量还可使海水的温度升高, 提高对硅的溶解度。如据 Krauskopf (1956) 的实验研究, 0℃ 时非晶质 SiO<sub>2</sub> 在水中的溶解度仅为  $40 \times 10^{-6}$ , 25℃ 时溶解度升高为  $135 \times 10^{-6}$ , 94℃ 时可达  $400 \times 10^{-6}$ , 在 150℃ 时则高达  $600 \times 10^{-6}$ 。

镁铝比值 [ $m = 100 \times (\text{MgO}) / (\text{Al}_2\text{O}_3)$ ] 是根据沉积岩层中 MgO 的亲海性和 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 的亲陆性特征而建立的(经雅丽等, 2005)。沉积环境在由淡水向海水过渡的过程中,  $m$  值随水体盐度的增大而逐渐增加: ①淡水沉积环境  $m < 1$ ; ②陆海过渡性沉积环境  $m$  值为 1~10; ③海水沉积环境  $m$  值为 10~500; ④陆表海环境(或泻湖沉积环境)  $m > 500$ 。在某些内陆湖泊, 随着湖水的逐渐咸化, 湖相沉积物的  $m$  值也逐渐增大。由此可知,  $m$  值是沉积环境的有效判别标志之一。

由表 1 和图 2 可知, 合山组底部的  $m$  值为 85~860, 茅口组上部来宾灰岩顶部的  $m$  值为 53~6174, 所有样品的  $m$  值都大于 10, 表明它们都属于海相沉积环境。其中  $m$  值最高的 3 个样品 ( $m = 4393 \sim 6174$ ) 均为硅质白云质灰岩, 而且  $m > 500$  的样品基本上都位于瓜德鲁普统一乐平统和茅口组来宾灰

岩—合山组界线之间(图 2)。  $m$  值的升高可能同这一时期发生海退条件下(金玉珩等, 2007), 干热气候使海水蒸发加剧, 海水盐度随之升高有关。

灰岩的 MgO/CaO 值也是气候变化的良好指示剂, 在干热气候条件下, MgO/CaO 值较高, 而在潮湿气候条件下, MgO/CaO 值较低(Lerman, 1978; 王随继等, 1997; 经雅丽等, 2005)。如表 1 和图 2 所示, 在整个研究剖面上, MgO/CaO 值变化明显, 为 0.01~0.52。其中大部分样品的 MgO/CaO < 0.2, 反映它们是在潮湿的气候条件下沉积形成的。值得注意的是, MgO/CaO 值大于 0.2 的样品同时又具有很高的  $m$  值 ( $> 500$ ), 两者呈现很好的对应关系(图 2), 反映它们是在海退过程中气候炎热干燥和海水盐度较高的条件下沉积形成的。

3.2 微量元素

近年来研究表明, 沉积物中的微量元素及其比值对于分析沉积环境、探讨海平面变化以及追索物源等方面具有重要意义(赵其渊, 1989; 邓宏文等, 1993; 经雅丽等, 2005)。其中, Sr/Ba 值常用来研究沉积区域海水深度、盐度及其离岸距离的一个重要判别标志: Sr/Ba > 1 代表海相沉积环境, 而 Sr/Ba < 1 则代表陆相沉积环境(经雅丽等, 2005)。由表 1 和图 3a 可知, 合山组底部的 Sr/Ba 值较高, 为 1.6~61.7(平均为  $24.2 \pm 7.1$ ), 茅口组来宾灰岩顶部的 Sr/Ba 值稍低, 为 1.3~56.4(平均为  $12.4 \pm 2.8$ )(样品 6-24 仅为 0.11), 它们都明显大于 1, 反映它们都是在海相环境中沉积形成的。合山组底部

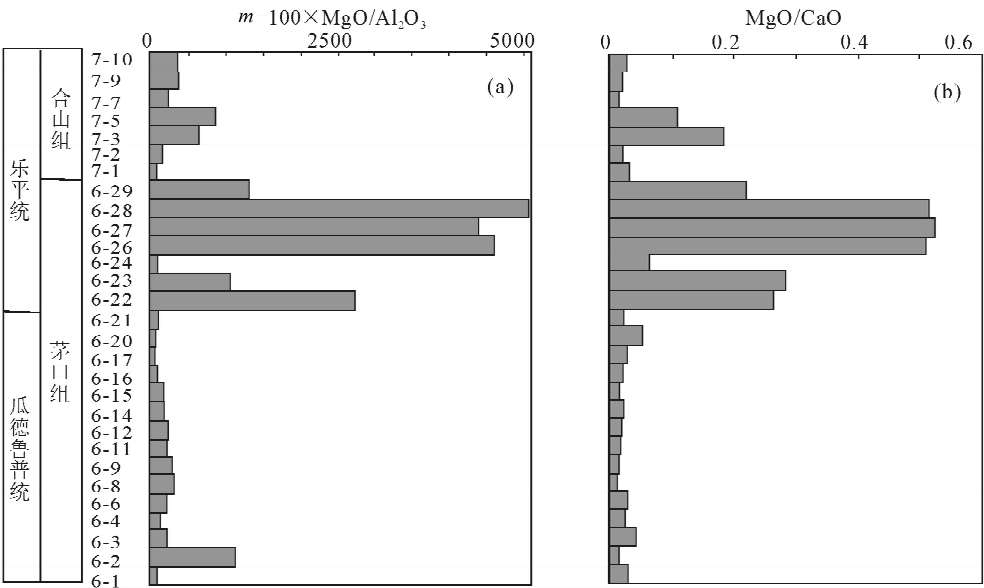


图 2 蓬莱滩剖面的镁铝比值  $m$ (a) 和 MgO/CaO 值(b)

Fig. 2 Ratios of  $100 \times \text{MgO} / \text{Al}_2\text{O}_3$  (a) and MgO/CaO (b) at the Penglaitan section, Laibin area

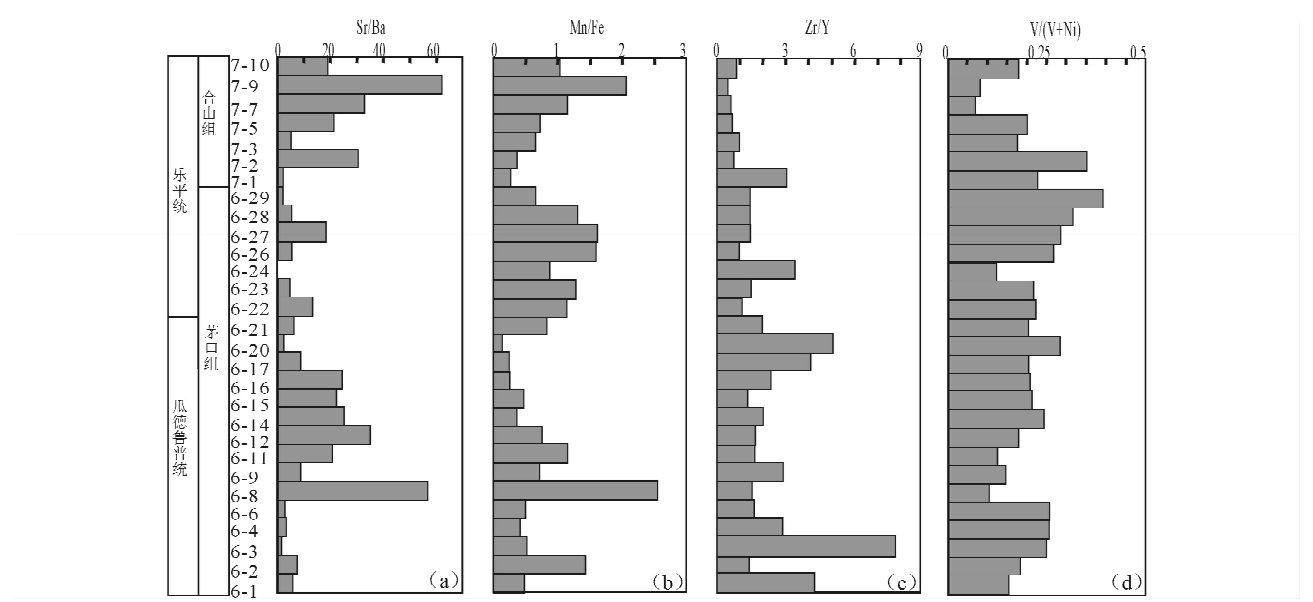


图 3 蓬莱滩剖面 Sr/Ba (a)、Mn/Fe (b)、Zr/Y (c) 和 V/(V+Ni) (d) 比值图解

Fig. 3 Ratios of Sr/Ba (a)、Mn/Fe (b)、Zr/Y (c) and V/(V+Ni) (d) at the Penglaitan section, Laibin area

较高的 Sr/Ba 值反映它们是在比茅口组来宾灰岩顶部沉积时期海水更深、离岸更远的环境中沉积的,亦即合山组底部沉积时期发生明显的海侵。这不仅和上述合山组底部的  $m$  值明显低于茅口组来宾灰岩顶部的  $m$  值(图 2)是一致的,而且也与金玉珩等(2007)根据生物化石研究得出的从茅口组来宾灰岩顶部开始的海侵事件相吻合。

Mn/Fe 和 Zr/Y 值常被用来判别沉积区域离陆源区远近的一个重要标志: Mn/Fe 值大或 Zr/Y 值小,反映是一个离陆源区较远、海水较深的沉积环境;反之则表示离陆源区较近、海水较浅的沉积环境(江纳言等,1994;南君亚等,1998)。合山组底部具有稍高的 Mn/Fe 值(0.27~2.06,平均为  $0.90 \pm 0.21$ )(图 3b)和较低的 Zr/Y 值(0.42~2.98,平均为  $1.01 \pm 0.31$ )(图 3c),而茅口组来宾灰岩顶部具有稍低的 Mn/Fe 值(0.13~2.55,平均为  $0.87 \pm 0.12$ )(图 3c)和较高的 Zr/Y 值(0.95~7.78,平均为  $2.43 \pm 0.38$ )(图 3d)。由此可知,合山组底部沉积时期是一个离陆源区较远、海水较深的沉积环境,这和上述根据  $m$  值和 Sr/Ba 值得出的推测是一致的。

Hatch 等(1992)和 Jones 等(1994)指出,可根据  $V/(V+Ni)$  值判别沉积环境:  $V/(V+Ni) \geq 0.46$  指示还原环境;而  $V/(V+Ni) < 0.46$  代表氧化环境。如图 3d 所示,合山组底部的  $V/(V+Ni)$  值为 0.07~0.35(平均为  $0.18 \pm 0.04$ ),茅口组来宾灰岩顶部的  $V/(V+Ni)$  值为 0.10~0.39(平均为  $0.22 \pm 0.01$ )。它们都明显低于 0.46,反映它们都

是在氧化的沉积环境中形成的。

### 3.3 稀土元素

如表 1 和图 4 所示,合山组底部和茅口组来宾灰岩顶部具有十分相似的稀土元素组成:

(1)Ce 的亏损都很明显(图 4):合山组底部的  $\delta Ce$  值为 0.31~0.48(平均为 0.39),茅口组来宾灰岩顶部的  $\delta Ce$  值为 0.27~0.60(平均为 0.43)。Ce 的亏损是因为它是一个变价元素,在氧化条件下,Ce 易氧化形成  $Ce^{4+}$ ,并以难溶的  $CeO_2$  形式析出,与其他稀土元素分离,造成海水 Ce 的亏损。氧化程度愈高,Ce 的亏损愈明显,而且 Ce 的亏损发生在开阔的大洋海水中,而不是在浅海条件下(Wright et al., 1987;吴明清等,1992)。研究剖面上所有样品 Ce 的明显亏损反映它们都是在相对远离海岸的、富氧的环境中形成的,这和上述根据  $V/(V+Ni)$  值等得出的结论是一致的。

(2)Eu 的亏损明显,合山组底部的  $\delta Eu$  值为 0.61~0.71(平均为 0.65),茅口组来宾灰岩顶部的  $\delta Eu$  值 0.53~0.77(平均为 0.67),在稀土分配曲线上都形成明显的负异常(图 4)。

(3)稀土元素总量都较低,其中合山组底部的稀土元素含量变化小,为  $24.03 \times 10^{-6} \sim 47.43 \times 10^{-6}$ (平均为  $39.92 \times 10^{-6}$ ),茅口组来宾灰岩顶部的稀土元素含量虽然变化较大( $12.41 \times 10^{-6} \sim 82.78 \times 10^{-6}$ ),但其平均值( $35.59 \times 10^{-6}$ )仍与合山组底部十分相似。

(4)轻稀土富集相对明显而重稀土显示亏损:

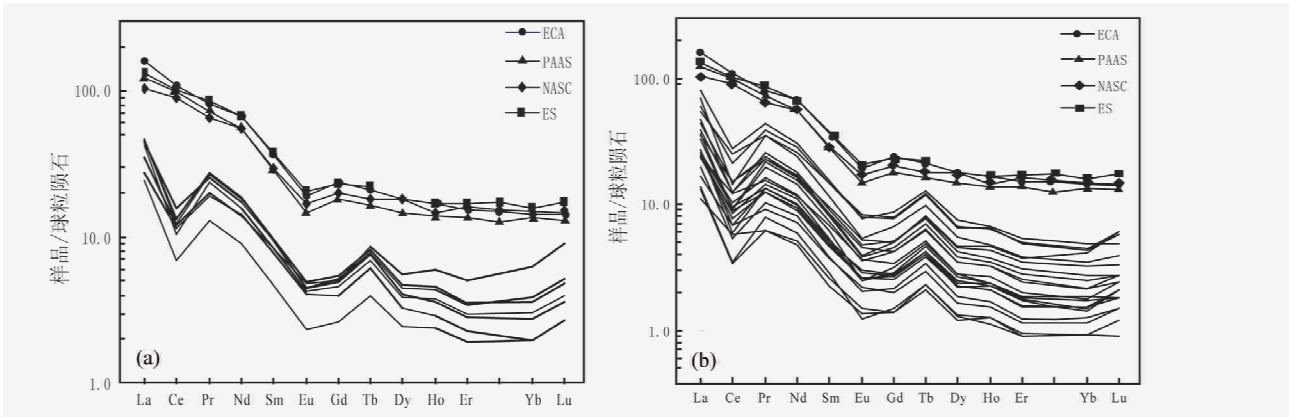


图 4 蓬莱滩剖面的稀土元素配分模式图

Fig. 4 Rare earth element pattern of sediments at the Penglaitan section, Laibin area

(a)—合山组底部; (b)—茅口组来宾灰岩顶部; NASC—北美页岩; PAAS—澳大利亚后太古宙页岩; ES—欧洲页岩; ECA—中国东部泥质岩

(a)—Lower part of the Heshan Formation; (b)—upper part of laibin limestone, Maokou Formation; NASC—shales of North America; PAAS—Upper Archaean shales from Australia; ES—shales from Europe; ECA—mudstone from East China

合山组底部的 LREE/HREE 值为 4.71~8.95 (平均为 7.36),茅口组来宾灰岩顶部的 LREE/HREE 值为 6.69~8.97 (平均为 8.17),在球粒陨石标准化的稀土元素配分模式图上,轻稀土配分曲线明显呈右倾型,重稀土配分曲线呈近水平型(图 4)。

上述数据表明,合山组底部和茅口组来宾灰岩顶部具有相似的稀土元素组成,反映两者在沉积时期具有相似而又相对稳定的物源,而且它们的稀土元素配分模式与澳大利亚后太古宙页岩 (McLennan, 1989)、北美页岩 (Haskin et al., 1968)、欧洲页岩 (Haskin et al., 1966) 和中国东部泥质岩 (鄢明才和迟清华, 1997) 的十分相似(图 4),反映其物源具有上地壳源特征。

3.4 有机碳

沉积岩中的碳主要以有机碳和无机碳两种形式存在。有机碳以富集<sup>12</sup>C 为特征,无机碳则以富集<sup>13</sup>C 为特征。沉积岩中有机碳和无机碳的  $\delta^{13}\text{C}$  值记录了大气圈、生物圈和水圈中碳循环的结果,它们的变化与地质时期生物的繁盛与衰落、气候寒冷干燥与温暖潮湿的交替以及海平面的升降变化密切相关。因而,近年来有机碳同位素已被广泛应用于地层的划分与对比 (Holser et al., 1989; Meyers and Simonent, 1990; 吴明清等, 1998; 王国庆等, 2003; 张凡等, 2006) 和古环境变化 (Cerling, 1991; Des Marats et al., 1992; 黄思静, 1994; 王万春等, 1999) 等研究领域。

如表 2 所示,蓬莱滩剖面有机碳的含量较低,除

1 个样品的含量为 0.334% 外,其余样品的含量都低于 0.1% (0.002%~0.108%)。有机碳的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值较低,为 -26.7‰~-23.2‰ (低于现代海相有机质的平均  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值 -22‰, Arthur et al., 1985),且变化相对明显,总体变化幅度为 3.5‰。

蓬莱滩剖面茅口组来宾灰岩顶部的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值变化大致可分为 3 个阶段(图 5): ①底部(样品 6-1 至 6-12)  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值波动变化明显(变化幅度最大达 3.5‰),但总体上显示逐渐降低的趋势; ②中部(样品 6-12 至 6-21)  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值呈现简单的升高→降低→升高变化趋势,变化幅度(1.9‰)明显低于底部,总体呈现轻微升高的趋势; ③顶部(样品 6-21 至 6-28)  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值呈现一个快速升高和快速降低的明显负漂移,在短距离内变化幅度达 3.4‰。合山组底部  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值虽然也显示波动变化特征(-26.4‰~-24.6‰),但变化幅度(1.8‰)明显降低,总体显示轻微降低的趋势。

值得注意的是,在研究剖面上发生两次明显的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值负漂移(图 5): 一次是在瓜德鲁普统与乐平统界线附近,即从样品 6-21~6-23,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值降低幅度为 3.3‰; 另一次是在茅口组来宾灰岩与合山组界线附近,即从样品 6-28~7-3,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值降低幅度为 1.8‰。

通过与无机碳  $\delta^{13}\text{C}$  值 (Wang et al., 2004) 对比研究发现,蓬莱滩剖面有机碳和无机碳的  $\delta^{13}\text{C}$  值显示大体平行的变化特征,即都大致呈现逐渐降低→逐渐升高→急速降低的变化趋势(图 5)。这种在同

一剖面上有机碳和无机碳的  $\delta^{13}\text{C}$  值呈现大体相同变化趋势的现象在其他地区的研究中也都有所发现 (Lewan, 1986; Knoll et al., 1986; Magaritz et al., 1992)。这些剖面的一个共同特征是,界线处都有大规模的生物绝灭事件发生。

表 2 蓬莱滩剖面有机碳含量及其碳同位素组成  
Table 2 Total organic carbon and organic  $\delta^{13}\text{C}$  data of the Penglaitan section

统	组	样品号	岩性描述	TOC (%)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (‰)
乐平统	合山组	7-10	硅质灰岩	0.021	-25.5
		7-9	灰岩	0.002	-26.4
		7-7	灰岩	0.035	-25.5
		7-5	灰岩	0.046	-24.6
		7-3	硅质灰岩	0.026	-26.4
		7-2	硅质灰岩	0.034	-25.8
		7-1	硅质灰岩	0.023	-25.2
	茅口组来宾灰岩	6-29	硅质灰岩	0.335	-25.7
		6-28	硅质白云质灰岩	0.028	-24.6
		6-27	白云质灰岩	0.012	-25.1
		6-26	白云质灰岩	0.055	-25.5
		6-24	硅质岩	0.084	-26.1
		6-23	灰岩	0.029	-26.7
		6-22	硅质灰岩	0.079	-24.1
		6-21	灰岩	0.006	-23.4
		6-20	硅质岩	0.037	-24.8
		6-17	硅质灰岩	0.029	-25.1
		6-16	硅质灰岩	0.023	-24.9
		6-15	灰岩	0.040	-23.9
		6-14	硅质灰岩	0.042	-24.6
		6-12	灰岩	0.037	-25.3
		6-11	灰岩	0.043	-23.2
		6-9	硅质灰岩	0.015	-26.6
		6-8	灰岩	0.050	-23.9
		6-6	硅质岩	0.090	-26.1
		6-4	硅质灰岩	0.054	-24.6
		6-3	硅质灰岩	0.108	-24.4
		6-2	硅质灰岩	0.070	-24.7
		6-1	硅质灰岩	0.103	-25.6

注:TOC 代表有机碳含量(%)。

对于瓜德鲁普统与乐平统交替时期出现的碳酸盐碳  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  值的负漂移,Wang 等(2004)认为主要是由海平面下降引起的生物量的逐渐减少造成的,其次与有机质腐蚀和氧化作用的增强、原始生产率的降低和/或其他外来有机碳的输入有关。诚然,这些因素的影响可以使  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  值发生明显的负漂移,但我们更想了解,是什么原因导致上述因素出现?而且使有机碳和无机碳的  $\delta^{13}\text{C}$  值呈现大体平行的变化趋势?以及在瓜德鲁普统与乐平统和茅口组与合山组界线附近这样短暂的时期内出现两次  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值负漂移的原因是什么?我们认为,在这样一个短

暂的时期内,无论是碳酸盐碳还是有机碳,它们  $\delta^{13}\text{C}$  值的明显负漂移以及两者之间呈现的大体平行变化趋势是与这一时期出现的、以峨眉山玄武岩为代表的超级火山活动有关。因为峨眉山玄武岩的主喷发期在 258 Ma 左右,其间出现多次持续的重要喷发过程(张招崇等,2001; Zhou et al., 2002; Boven et al., 2002; Lo et al., 2002; 范蔚茗等,2004; Xu et al., 2007; He et al., 2007),它们与瓜德鲁普统与乐平统以及茅口组与合山组之间的交替在时间上相吻合。火山活动对生物绝灭和碳同位素组成的影响主要表现在以下两个方面:

(1)火山爆发时喷出大量岩浆和尘埃(Renne et al., 1995),使气候炎热干燥,生态环境急速恶化,生物大量死亡。由于大规模死亡的生物不可能被及时埋藏,加之瓜德鲁普统一乐平统界线是由一次重要的全球性海退事件造成的(金玉环等,2007),大范围的海退还造成陆地面积扩大,使已埋藏的有机质暴露。这些有机质在被氧化、分解的过程中,释放出富含  $^{12}\text{C}$  的  $\text{CO}_2$  气体。在它们与海水中呈溶解状态的  $\text{CO}_2$ 、 $\text{HCO}_3^-$  和  $\text{CO}_3^{2-}$  之间产生同位素交换平衡的过程中,使这些溶解态碳富集  $^{12}\text{C}$ ,其结果必然导致海相碳酸盐岩的  $\delta^{13}\text{C}$  值出现明显的负漂移。

(2)火山喷发同时还释放出大量  $\text{CO}_2$  气体(Renne et al., 1995),加之有机质氧化过程中也会产生大量  $\text{CO}_2$  气体,导致大气和海水中  $\text{CO}_2$  的浓度急剧升高。同时,由于生物大量死亡,海洋浮游生物光合作用所需求的  $\text{CO}_2$  量降低,或者说大量  $\text{CO}_2$  不能固定在有机碳储库中,从而导致海水中  $\text{CO}_2$  浓度进一步增加。由于大洋表层水中浮游生物的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值与海水中溶解态  $\text{CO}_2$  浓度之间存在明显的负相关关系(David and Judith, 1991; Rau et al., 1992),从而使海相有机质的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值也发生明显降低。

由此可知,在瓜德鲁普统与乐平统以及茅口组与合山组交替时期,无论是无机碳还是有机碳,它们  $\delta^{13}\text{C}$  值所显示的明显降低主要是由这一时期出现的超级火山活动引起。

3.5 Nd-Sr 同位素

钕在海水中存留时间明显短于海水均匀混合时间,因而全球各大洋海水的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值是不同的(图 6a)。Keto and Jacobsen(1987,1988)认为,这种差异主要由两个因素决定:一是海水环流模式变化,二是周围大陆带海洋的钕同位素组成的变化,并认为后者对海水  $\epsilon_{\text{Nd}}$  值变化产生最主要的影响,古海水  $\epsilon_{\text{Nd}}$  值的升高同周围大陆幔源岩石被风化剥蚀带入海洋有关。

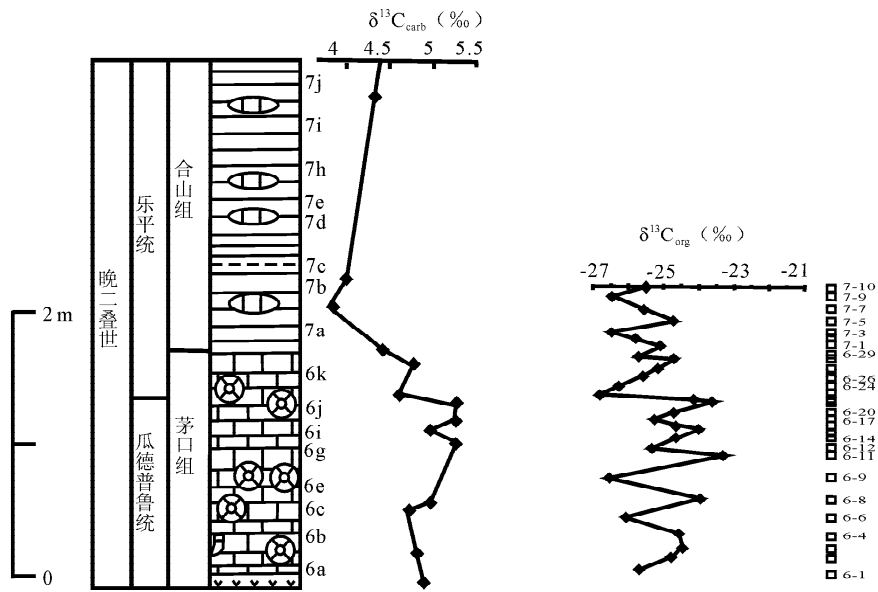


图 5 蓬莱滩剖面有机碳和无机碳的  $\delta^{13}\text{C}$  值(无机碳的  $\delta^{13}\text{C}$  值据 Wang et al. , 2004)  
Fig. 5 The organic  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  curves (after Wang et al. , 2004) at the Penglaitan section

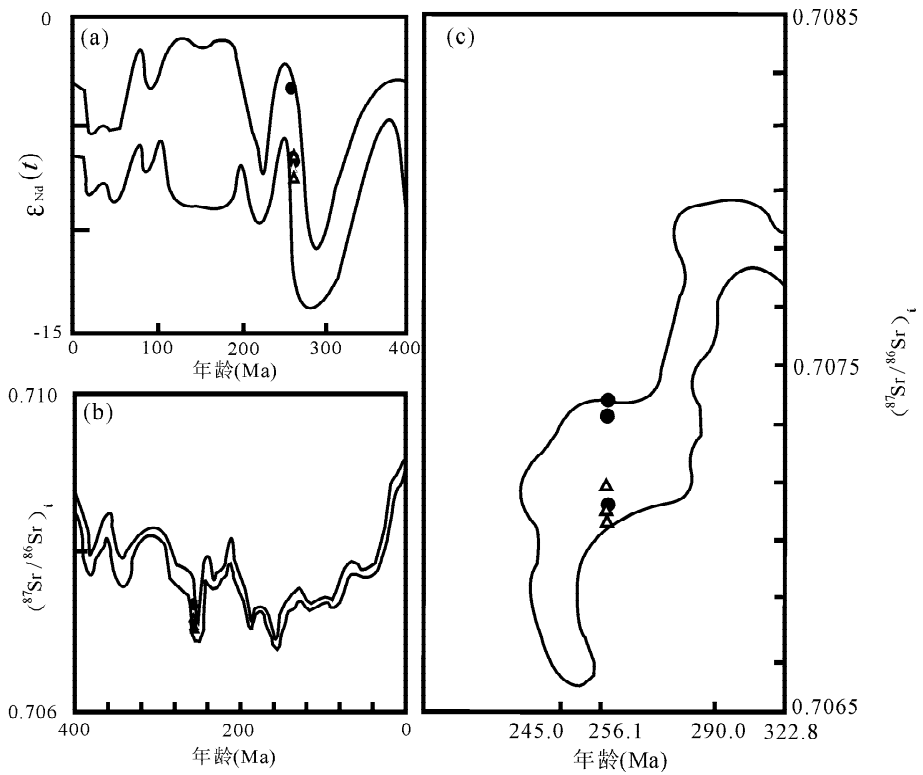


图 6 蓬莱滩剖面的 Nd、Sr 同位素组成

Fig. 6 The composition of Nd, Sr at the Penglaitan section

(a)—全球海水 Nd 同位素变化曲线(据 Keto and Jacobsen,1988); (b)—全球海水 Sr 同位素变化曲线(据 Veizer et al. , 1999);  
(c)—上扬子地区晚古生代海水 Sr 同位素变化曲线(据黄思静, 1997)  
(a)—The change of isotopic Nd from the Seawater (after Keto and Jacobsen, 1988); (b)—the change of isotopic Sr from the Seawater (after Veizer et al. , 1999); (c)—the change of isotopic Nd from seawater of the Late Paleozoic in the Upper Yangtze area (after Huang, 1997)

虽然锶在海水中存留的时间明显大于全球各大洋海水均匀混合时间,使同一时期海水具有相同的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值,但在地质时期内,根据碳酸盐、磷酸盐、硫酸盐与燧石等自生矿物获得的古海水的锶同

位素组成是随时间而变化的(图 6b、c) (Veizer et al. , 1999; 黄思静,1997)。这种变化主要决定于河水带来的地壳锶与海底热液带来的地幔锶之间的平衡。如果某一地质时期内河水带来的地壳锶的贡献增加,热液带来的地幔锶的贡献降低,那么海水  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值增加,反之亦然 (Faure, 1986; Richter et al. , 1992; McArthur et al. , 1992)。

如表 3 所示,蓬莱滩剖面的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值较高,为  $-3.3\sim-7.5$ ,在图 6a 中位于晚古生代时期海水  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值的高值区域内;  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  值较低,为  $0.70705\sim0.70739$ ,在图 6b 中位于晚古生代时期全球海水锶同位素变化曲线的低值区域内,在图 6c 中位于晚古生代时期上扬子地区海水锶同位素变化曲线的低值区域内; Nd 模式年龄明显偏低,为 1295

$\sim 1678\text{ Ma}$ 。较高的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值、较低的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  值和 Nd 模式年龄都清楚反映沉积物中有地幔物质加入(陈江峰和江博明,1999)。在瓜德鲁普统一乐平统以及茅口组与合山组交替时期,华南地区以峨眉山玄武岩喷发为代表的火山活动非常强烈(殷鸿福等,1989; 张招崇等,2001; 宋谢炎等,2002; 范蔚茗等,2004),因而沉积盆地内碳酸盐岩较高的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值和较低的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  值正是同这一时期的火山活动有关。大量具有正  $\epsilon_{\text{Nd}}$  值和低  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值火山物质的加入,必然导致沉积盆地内海水的  $\epsilon_{\text{Nd}}$  值升高和  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值降低,其结果是使从中沉积形成的碳酸盐岩的  $\epsilon_{\text{Nd}}$  值向高值方向漂移,而  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值则向低值方向漂移。

表 3 蓬莱滩剖面的 Nd-Sr 同位素组成

Table 3 Nd-Sr isotopic data for the rocks from the Penglaitan section

	样号	岩性	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{\text{DM}}(\text{Ma})$
合山组	7-9	灰岩	0.0104	0.707147(11)	0.70711	0.1215	0.512344(12)	-3.3	1295
	7-2	硅质灰岩	0.0400	0.707532(12)	0.70738	0.1081	0.512150(11)	-6.6	1593
	7-1	硅质灰岩	0.0913	0.707673(12)	0.70734	0.1079	0.512143(13)	-6.7	1604
茅口组	6-29	硅质灰岩	0.0385	0.707311(12)	0.70717	0.1099	0.512133(11)	-7.0	1620
	6-28	硅质白云质灰岩	0.0253	0.707146(14)	0.70705	0.1036	0.512096(14)	-7.5	1678
	6-21	灰岩	0.0459	0.707255(12)	0.70709	0.1076	0.512152(12)	-6.6	1590

注: 括号内数字代表  $2\sigma$  误差; Nd 模式年龄采用二阶段模式 (陈江峰和江博明,1999) 进行计算,计算公式:  $t_{\text{DM}} = 1/\lambda \times \ln\{1 + [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{m}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} - [(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{m}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{c}}](e^{\lambda t} - 1)] / [(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{c}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}]\}$ ; 式中:  $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{c}} = 0.118$ ;  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.513151$ ;  $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.2136$ ;  $t = 258\text{ Ma}$ 。

4 讨论和结论

已有的研究表明,无论是在二叠纪—三叠纪之交,还是在瓜德鲁普统一乐平统交替时期 (Jin et al. , 1994, 2000; Stanley and Yang, 1994),地球上曾发生过有史以来最大规模的生物大灭绝事件: 当时海洋中大约 95% 的海洋生物和陆地上大约 70% 的陆生生物突然间消失得无影无踪 (Erwin, 1994), 甚至陆生植物也发生大规模绝灭 (熊聪慧等, 2007)。许多研究人员对此都作过研究,提出过多种假说,但大致可归纳为地内事件说和地外事件说两种。地内事件说是指生物绝灭是由超级火山爆发以及由此引起的气候异常、海平面升降和海洋化学成分变化等因素引起; 地外事件说是指生物绝灭是由小行星和彗星撞击地球和超新星爆发等因素引起。

虽然地外事件假说能较好地解释白垩纪—第三纪交替时期的生物绝灭事件,但就目前的研究而言,地外事件假说却难以令人满意地解释二叠纪末期的生物绝灭事件。这是因为: ①迄今为止人们仍然没

有找到可以确定为由这一时期小行星和彗星撞击地球产生的撞击坑。②人们至今在二叠纪岩石中都没有找到令人信服的由小行星和彗星撞击地球产生的地质证据,如界线层位上的铱异常并不普遍存在。虽然在华南地区的个别界线层位上存在铱异常,但异常程度低,而且这些层位富集 K、Cs、Hf、Ta、Tb,亏损 Na、V、Cr、Mo、Co 等元素。因而这种铱异常有可能由火山尘埃、正常宇宙尘的长期堆积、粘土和有机碳的吸附以及生物富集作用等多种因素引起 (Zoller et al. , 1983; Clark et al. , 1986, 殷鸿福等, 1989)。玻璃陨石、冲击石英和显微球粒等本身也具有多解性,它们也有可能是火山成因 (殷鸿福等, 1989)。③由陨石撞击地球而形成像大火成岩省那么大规模的玄武岩在理论上也缺乏依据 (White and McKenzie, 1989)。因此,我们同意大多数研究人员 (殷鸿福等, 1989; Rampino et al. , 1988; Stothers, 1993; Courtillot, 1994; Olsen, 1999; Wignall, 2001; Zhou et al. , 2002; Lo et al. , 2002) 的观点,即晚二叠世时期发生的两次全球生物绝灭事件可能主要是由峨眉

山和西伯利亚等超级火山大爆发以及由此引起的各种生态因素的急剧变化引起,其依据如下:

二叠纪末期(二叠纪/三叠纪界限)的超级火山大爆发遍及全球,如西伯利亚大火成岩省中暗色岩的出露面积超过  $2.0 \times 10^6 \text{ km}^2$ ,比整个欧洲都还大;印度大火成岩省的 Rajmahal 岩体规模也很大;在中、晚二叠世间,我国峨眉山玄武岩的出露面积已达  $2.5 \times 10^5 \text{ km}^2$ ,如果把钻孔揭露的隐伏玄武岩考虑在内,峨眉山玄武岩的初始覆盖面积可能达到  $5.0 \times 10^5 \text{ km}^2$ (宋谢炎等,2002)。同时,在遍及华南 12 个省市 50 多个地区的二叠系—三叠系的界线层位中,都发现有火山岩或凝灰岩等火山活动痕迹(殷鸿福等,1989;宋谢炎等,2002),说明二叠纪末期的超级火山大爆发在我国华南地区是十分强烈的。

地层和古生物资料的研究表明,中、晚二叠世时期的两次生物绝灭事件分别发生在中二叠世瓜德鲁普统与晚二叠世乐平统之间和二叠纪与三叠纪之间(Stanley et al., 1994; Jin et al., 2000)。根据同位素年代学研究,这两次生物绝灭事件刚好与两次超级火山大爆发在时间上完全吻合:峨眉山玄武岩的喷发时间为 258 Ma 左右,可能持续约 1~2 Ma(张招崇等,2001;宋谢炎等,2002;Zhou et al., 2002; Boven et al., 2002; Lo et al., 2002; 范蔚茗等,2004; Xu et al., 2007; He et al., 2007);西伯利亚暗色岩的喷发时间为 251 Ma(Renne et al., 1995; Kamo et al., 2003)。显然,这种吻合不是偶然的,而是正如下面所指出的、有着深刻的内在成因上联系。

(1)火山爆发导致气温急剧变化,先是降温,然后是升温。火山爆发时不仅喷出尘埃(火山灰)和岩浆,还同时喷发出大量气体(如  $\text{SO}_2$ 、 $\text{CO}_2$ 、 $\text{H}_2\text{S}$  和  $\text{CH}_4$  等)。首先喷出的尘埃可遮蔽阳光,使地面温度下降,并至少持续几十年;继之喷出的  $\text{SO}_2$  不仅会形成酸雨,腐蚀地面,危害生灵,而且  $\text{SO}_2$  又可吸引照射到地面的大部阳光,使气候变得干燥炎热;而  $\text{CO}_2$  和  $\text{CH}_4$  又是温室气体,导致气温进一步升高。如此恶劣的气候变化,使生态系统破坏殆尽,其结果必然会发生大规模的生物绝灭事件。

(2)火山爆发导致地壳隆升与海平面下降。有证据显示,二叠纪末期的超级火山大爆发是由地幔柱上涌形成的,而地幔柱上涌不仅导致火山爆发,而且使地壳隆升(徐义刚,2002;何斌等,2003,2006),使当地的气温下降,并在隆升处快速积存雪和冰川;同时,伴随着地壳隆升又使海平面下降,而海平面的下降又可使已经埋藏的有机质重新暴露地表,并被

氧化后以  $\text{CO}_2$  形式进入大气圈中,进而进一步增加了大气和海水中  $\text{CO}_2$  含量。这些富 $^{12}\text{C}$ 的  $\text{CO}_2$  在溶解进入海水以后,一方面通过与海水中呈溶解态  $\text{CO}_2$  之间的同位素交换,使后者富集 $^{12}\text{C}$ ,导致碳酸盐碳的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  值降低;另一方面,海水中溶解态  $\text{CO}_2$  的浓度与海洋有机质的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值呈负相关关系(David and Judith, 1991; Rau et al., 1992),因而随着海水中富 $^{12}\text{C}$ 的大气  $\text{CO}_2$  浓度的不断增加,有机质的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  值也会发生明显的负漂移。由地幔柱上涌产生的地壳隆升加速了火山物质的风化剥蚀,使海水的  $\epsilon_{\text{Nd}}$  值升高和  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值降低。

由此可知,二叠纪晚期超级火山大爆发引起的环境效应对生物绝灭产生的影响是多方面的,这些因素的综合作用导致了包括我国华南在内的全球生物在很短的时间内大量绝灭,并在界线层位上使有机碳和无机碳的同位素组成发生明显的负漂移(Chung et al., 1995; Martin et al., 1995; Courtillot, 1999; Lo et al., 2002; Kamo et al., 2003)。

## 参 考 文 献

- 陈江峰,江博明. 1999. Nd, Sr, Pb 同位素示踪和中国东南大陆地壳演化. 见:郑永飞主编. "化学地球动力学". 北京:科学出版社, 262~287.
- 邓宏文,钱凯. 1993. 沉积地球化学与环境分析. 兰州:甘肃科学技术出版社.
- 范蔚茗,王岳军,彭头平,苗来成,郭峰. 2004. 桂西晚古生代玄武岩 Ar-Ar 和 U-Pb 年代学及其对峨眉山玄武岩省喷发时代的约束. 科学通报, 49(18): 1892~1990.
- 何斌,徐义刚,肖龙,王康明,沙绍礼. 2003. 峨眉山大火成岩省的形成机制及空间展布:来自沉积地层学的新证据. 地质学报, 77(2): 194~202.
- 何斌,徐义刚,肖龙,王雅玫,王康明,沙绍礼. 2006. 峨眉山地幔柱上升的沉积响应及其地质意义. 地质论评, 52(1): 30~37.
- 黄思静. 1994. 上扬子二叠系—三叠系初海相碳酸盐岩的碳同位素组成与生物绝灭事件. 地球化学, 23(1): 60~68.
- 黄思静. 1997. 上扬子地台区晚古生代海相碳酸盐岩的碳、锶同位素研究. 地质学报, 71(1): 45~53.
- 江纳言,贾蓉芬,王子玉,齐敦伦,虞子冶,贺玉珉,陈小明,赵林,卓二军,张小弘,朱自力,朱仲秋. 1994. 下扬子区二叠纪古地理和地球化学环境. 北京:石油工业出版社.
- 经雅丽,张克信,林启祥,朱云海,王治平. 2005. 浙江长兴煤山下三叠统和龙山组、南陵湖组沉积地球化学特征与古环境意义. 地质科技情报, 24(1): 35~40.
- 金玉玙,沈树忠, Henderson C M, 王向东,王伟. 王月,曹长群,尚庆华,郑金锋. 2007. 瓜德鲁普统(Guadalupian)—乐平统(Lopingian)全球界线层型剖面 and 点(GSSP). 地层学杂志, 31(1): 1~13.
- 南君亚,周德全,叶健骝,王筑明. 1998. 贵州二叠纪—三叠纪古气



候和古海洋环境的地球化学研究. 矿物学报, 18(2): 239~249.

宋谢炎, 侯增谦, 汪云亮, 张成江, 曹志敏, 李佑国. 2002. 峨眉山玄武岩的地幔热柱成因. 矿物岩石, 22(4): 27~32.

王国庆, 夏文臣. 2003. 湖北黄石二门二叠系/三叠系界线剖面长兴阶牙形刺分带及有机碳同位素的变化. 现代地质, 17(4): 378~386.

王万春, 李玉成. 1999. 浙江煤山长兴阶有机碳  $\delta^{13}\text{C}$  层序分布特征及古气候意义. 地质论评, 45(4): 368~374.

王随继, 黄杏珍, 妥进才, 邵红舜, 王寿庆, 何祖荣. 1997. 泌阳凹陷核桃园组微量元素演化特征及其古气候意义. 沉积学报, 15(1): 65~70.

吴明清, 欧阳自远. 1992. 铈异常——一个寻迹古海洋氧化还原条件变化的化学示踪剂. 科学通报, 37(3): 242~244.

吴明清, Goodfellow W D, 王琨, 马昌和, 南君亚. 1998. 贵州乐康二叠/三叠系界线剖面的有机碳同位素异常及其意义. 矿物学报, 18(1): 17~22.

熊聪慧, 王棋. 2007. 陆生植物在二叠纪—三叠纪界线存在集群灭绝吗? 地质论评, 53(5): 577~585.

徐义刚. 2002. 地幔柱构造、大火成岩省及其地质效应. 地学前缘, 9(4): 341~353.

鄯明才, 迟清华. 1997. 中国东部地壳与岩石的化学组成. 北京: 科学出版社.

殷鸿福, 黄思骥, 张克信, 杨逢请, 丁梅华, 毕先梅, 张素新. 1989. 华南二叠纪—三叠纪之交的火山活动及其对生物绝灭的影响. 地质学报, (2): 169~180.

张凡, 冯庆来, 蒙有言, 何卫红, 顾松竹. 2006. 广西柳桥深水相二叠系/三叠系界线剖面有机碳同位素地层学对比研究及事件响应. 现代地质, 20(1): 42~48.

张招崇, 王福生, 范蔚茗, 邓海琳, 徐义刚, 许继峰, 王岳军. 2001. 峨眉山玄武岩研究中的一些问题的讨论. 岩石矿物学杂志, 20(3): 239~246.

赵其渊. 1989. 海洋地球化学. 北京: 地质出版社.

Arthur M A, Dean W E, Claypood G E. 1985. Anomalous  $\delta^{13}\text{C}$  enrichment in modern marine organic carbon. Nature, 315: 216~218.

Boven A, Pasteels P, Punsalan L E, Liu J, Luo X, Zhang W, Guo Z, Hertegen J. 2002.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronological constraints on the age and evolution of the Permo—Triassic Emeishan volcanic province, southwest China. J. Asian Earth Sci., 20: 157~175.

Cerling T E. 1991. Carbon dioxide in the atmosphere: evidence from Cenozoic and Mesozoic paleosols. Amer. J. Sci., 291: 377~400.

Chung S L, Jahn B M. 1995. Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian—Triassic boundary. Geology, 23: 79~93.

Clark D L, Wang Chengyuan, Orth C J, Gilmore J S. 1986. Conodont survival and low Iridium abundances across the Permian—Triassic boundary in South China. Science, 233: 984~986.

Courtillot V. 1994. Mass extinction in the last 300 million years; one impact and seven flood basalts. Isr. J. Earth. Sci., 43: 255~266.

Courtillot V. 1999. Evolutionary Catastrophes: The Science of Mass Extinction. Cambridge: Cambridge Univ. Press.

David J H, Judith A M. 1991.  $\text{CO}_2$  control on carbon-isotope fractionation during aqueous photosynthesis: A paleo- $\text{Pco}_2$  barometer. Geology, 19: 929~932.

Des Marals D J, Strauss H, Summons R E, Hayes J M. 1992. Carbon isotope evidence for the stepwise oxidation of the Proterozoic environment. Nature, 359: 605~609.

Erwin D H. 1994. The Permo—Trifacial extinction. Nature, 367: 231~236.

Faure G. 1986. Principles of Isotope Geology. New York: Wiley.

Haskin M A, Haskin L A. 1966. Rare earths in European shales: a redetermination. Science, 154: 507~509.

Haskin M A, Haskin L A, Frey F A, Wildman T R. 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In: Ahrens L H, ed. Origin and Distribution of the Elements. Vol. 1. Oxford: Pergamon, 889~911.

Hatch J R, Leventhal J S. 1992. Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, U. S. A. Chem. Geol., 99(1~2): 21~24.

He B, Xu Y G, Huang X L, Luo Z Y, Shi Y R, Yang Q J, Yu S Y. 2007. Age and duration of the Emeishan flood volcanism, SW China: Geochemistry and SHRIMP zircon U-Pb dating of silicic ignimbrites, post-volcanic Xuanwei Formation and clay tuff at the Chaotian section. Earth Planet. Sci. Lett., 255: 306~323.

Holser W T, Schonlanb H P, Attrep Jr M, Boeckelmann K, Klein P, Magaritz M, Orth C J, Fenninger A, Jenny C, Kralik M, Mauritsch H, Pak E, Schramm J M, Stattegger K, Schmoller P. 1989. A unique geochemical record at the Permian—Triassic boundary. Nature, 337: 39~44.

Jin Y G. 1993. Pre-Lopingian benthos crisis. Computes Rendus XII ICC-P, 2: 269~278.

Jin Y G, Zhang J, Shang Q H. 1994. Two phases of the end-Permian mass extinction. In: Embry A F, Beauchamp B, Glass D J, eds. Pangea: Global Environments and Resources. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir, 17: 813~822.

Jin Y G, Mei S L, Wang W, Wang X D, Shen S Z, Shang Q H, Chen Z Q. 1998. On the Lopingian series of the Permian system. Palaeoworld, 9: 1~18.

Jin Y G, Wang Y, Wang W, Shang Q H, Cao C Q, Erwin D H. 2000. Pattern of marine mass extinction near the Permian—Triassic boundary in South China. Science, 289: 432~436.

Jin Y G, Shen S Z, Henderson C M, Wang X D, Wang W, Wang Y, Cao C Q, Shang Q. 2006. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the boundary between the Capitanian and Wuchiapingian Stage (Permian). Episodes, 29: 253~262.

- Jones B J, Manning A C. 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 111: 111~129.
- Kaiho K, Chen Z Q, Ohashi T, Arinobu T, Sawada K, Cramer B S. 2005. A negative carbon isotope anomaly associated with the earliest Lopingian (Late Permian) mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology*, 223: 172~180.
- Kamo S L, Czamanske G K, Amelin Y, Fedorenko V A, Davis D W, Trofimov V R. 2003. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian—Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 214: 75~91.
- Keto L S, Jacobsen S B. 1987. Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 84: 27~41.
- Keto L S, Jacobsen S B. 1988. Nd isotopic variations of Phanerozoic paleo-oceans. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90: 395~410.
- Knoll A H, Hayes J M, Kaufman A J, Swett K, Lambert I B. 1986. Secular variations in carbon isotope ratios from Upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. *Nature*, 321: 832~838.
- Krauskopf K B. 1956. Factors controlling the concentration of thirteen rare metals in sea water. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 9(1): 1~32.
- Lerman A. 1978. *Lakes Chemistry Geology and Physics*. Springer-Verlag.
- Lewan M D. 1986. Stable carbon isotopes of amorphous kerogens from Phanerozoic sedimentary rocks. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 50: 1583~1591.
- Lo C H, Chung S L, Lee T Y, Wu G Y. 2002. Age of the Emeishan flood magmatism and relations to Permian—Triassic boundary events. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 198: 449~458.
- Magaritz M, Krishnamurthy R V, Holser W T. 1992. Parallel trends in organic and inorganic carbon isotopes across the Permian/Triassic boundary. *Arner. J. Sci.*, 292: 727~739.
- Martin E E, Macdougall J D. 1995. Sr and Nd isotopes at the Permian/Triassic boundary: A record of climate change. *Chem. Geol.*, 125: 73~99.
- McArthur J M, Burnett J, Hancock J M. 1992. Strontium isotopes at K/T boundary; discussion. *Nature*, 355(6355): 28.
- McLennan S M. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks; influence of provenance and sedimentary processes. In: Lipin B R, McKay G A, eds. *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*. *Rev. Mineral.*, 21: 169~200.
- Mei S L, Jin Y G, Wardlaw B R. 1994. Zonation of conodonts from the Maokouan—Wuchiapingian boundary strata, South China. *Palaeoworld*, 4: 225~234.
- Mei S L, Jin Y G, Wardlaw B R. 1998. Conodont succession of the Guadalupian—Lopingian boundary strata in Laibin of Guangxi, China and West Texas, USA. *Palaeoworld*, 9: 53~76.
- Meyers P A, Simonet B R T. 1990. Global comparison of organic matter in sediments across the Cretaceous—Tertiary boundary. *Org. Geochim.*, 16: 641~648.
- Olsen P E. 1999. Giant lava flows, mass extinctions and mantle plumes. *Science*, 284: 604~605.
- Rampino M R, Stothers R B. 1988. Flood basalt volcanism during the past 250 million years. *Science*, 241: 663~668.
- Rau G H, Takahashi T, Des Marais D J, Martin J H. 1992. The relationship between  $\delta^{13}\text{C}$  of organic matter and  $[\text{CO}_{2\text{aq}}]$  in ocean surface water: data from a JGOFS site in the northeast Atlantic ocean and a model. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 1413~1419.
- Renne P R, Zhang Z C, Richards M A, Black M T, Basu A R. 1995. Synchrony and crustal relations between Permian—Triassic boundary crises and Siberian volcanism. *Science*, 269: 1413~1416.
- Richter F M, Rowley D B, DePaolo D J. 1992. Sr isotope evolution of seawater: the role of tectonics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 109: 11~23.
- Shen S Z, Shi G R. 1996. Diversity and extinction patterns of Permian brachiopoda of South China. *Historical Biology*, 12: 93~110.
- Shen S Z, Shi G R. 2002. Paleobiogeographical extinction patterns of Permian brachiopods in the Asian—western Pacific Region. *Paleobiology*, 28(4): 449~463.
- Stanley S M, Yang X N. 1994. A double mass extinction at the end of the Paleozoic Era. *Science*, 266: 1340~1344.
- Stothers R B. 1993. Flood basalts and extinction events. *Geophys. Res. Lett.*, 20: 1399~1402.
- Veizer J, Ala D, Azmy K, Bruckschen P, Buchl D, Bruhn F, Carden G C A, Diener A, Ebner S, Godderis Y, Jasper T, Korte C, Pawellek F, Podlaha O G, Strauss H. 1999.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  evolution of Phanerozoic seawater. *Chem. Geol.*, 161: 59~88.
- Wang Wei, Cao Changqun, Wang Yue. 2004. The carbon isotope excursion on GSSP candidate section of Lopingian—Guadalupian boundary. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 220: 57~67.
- Wang X D, Sugiyama T. 2000. Diversity and extinction patterns of the Permian corals in China. *Lethaia*, 33: 285~294.
- White R S, McKenzie D. 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *J. Geophys. Res.*, 94: 7685~7729.
- Wignall P B. 2001. Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth Science Reviews*, 53: 1~33.
- Wright J, Holser W T. 1987. Paleoredox variation in ancient oceans recorded by rare earth elements in fossil apatite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51: 631~644.
- Xu Y, He B, Huang X, Luo Z, Chung S, Xiao L, Zhu D, Shao H, Fan W, Xu J, Wang Y. 2007. Identification of mantle plumes in the Emeishan large igneous province. *Episodes*, 30: 29~39.
- Zhou M F, Malpas J, Song X Y, Robinson P T, Sun M, Kennedy A K, Leshner C M, Keays R R. 2002. A temporal link between the Emeishan large igneous province (SW China) and the end-

Gua-galu-pian mass extinction. Earth Planet. Sci. Lett. , 196;  
113~122.

enrichment in airborne particles from Kilauea volcano. Science,  
222: 1118~1121.

Zoller W H, Parrington L R, Phelan Kotra J M. 1983. Iridium

Elements and Isotopic Geochemistry of Guadalupian-Lopingian  
Boundary Profile at the Penglaitan Section of Laibin,  
Guangxi Province, and Its Geological Implications

YANG Zhenyu, SHEN Weizhou, ZHENG Liandi

State Key Laboratory for Endogenic Metal Deposits Research (Nanjing University),  
Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing, 210093

Abstract

Permian Guadalupian-Lopingian boundary profile at the Penglaitan Section of Laibin, Guangxi Province was ratified by the IUGS as the Global Standard Stratotype-section and Point (GSSP), in which a global important biological extinction event occurred. The samples in the Penglaitan section are usually high in SiO<sub>2</sub> contents (except that 3 samples with contents of SiO<sub>2</sub> are lower than 10%, and the others are more than 17%, averaging 43.44%), with the ratios of (MgO)/(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) >50, the ratios of Sr/Br >0.1, the low ratios of MgO/CaO (most are lower than 0.2), the ratios V/(V+Ni) (<0.46), and distinct depletion of Ce and Eu. These geochemical characters imply that they were formed in a shallow ocean of relatively oxidized environment, which offered abundant silicon. Both ε<sub>Nd</sub>(t)(-7.5 to -3.3) and <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (0.70705~0.70739) are located within the range of Upper Permian in the plot of global evolution curve vs. ocean Nd, Sr isotopes. The organic δ<sup>13</sup>C (-26.74‰ to -23.23‰) varies remarkable; obvious negative excursion occurs especially close to the boundaries of Guadalupian-Lopingian and Maokou-Heshan (shifting up to 3.4‰), and are parallel to inorganic organic δ<sup>13</sup>C values, suggesting a mass extinction occurring in the boundary. Several hypotheses were proposed to interpret the end-Guadalupian mass extinction, e.g. the rise of sea level. This paper proposes that the main reason responsible for the mass extinction at the end-Guadalupian is the activity of the Super Plume represented by the Emeishan Large Igneous Province (LIP) and following the environmental impact.

**Key words:** organic carbon isotope; mass extinction; volcanic activity; the Guadalupian-Lopingian boundary; Laibin of Guangxi Province