中国科学: 地球科学 2011 年 第 41 卷 第 5 期: 725 ~ 737
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

广西来宾中上二叠统硅质岩海底热液成因的地球化学证据

邱振[①②], 王清晨[①*]

① 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029;
② 中国科学院研究生院, 北京 100049
* 联系人, E-mail: qcwang@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2010-09-28; 接受日期: 2010-11-19
国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2005CB422101)资助

摘要 广西来宾中上二叠统(茅口组和吴家坪组)硅质岩可按岩性分为两类, 第一类为钙质硅岩, 主要发育在茅口组, 第二类为硅岩, 主要发育在吴家坪组. 地球化学分析表明, 这两类硅质岩具有极低的 Al_2O_3 与 TiO_2 含量(分别为 0~0.23%和 0.001%~0.024%)和ΣREE(0.55~9.94 ppm), 较高 Fe_2O_3/TiO_2 比值(17~443, 平均为 111), 低 $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$ 比值(0~0.26, 平均为 0.09)且 Ce 负异常(0.24~0.46, 平均为 0.35)显著, 接近大洋中脊附近硅质岩的平均值 0.29, 而小于远洋盆地的平均值 0.60, 表明它们形成于远离陆源物质干扰而受热液作用影响的海盆环境, 其硅质主要来源于海底热液. 通过讨论本区的地层中硅质含量高低与海底热液活动强弱相应的对应关系, 并结合 Eu 异常和ΣREE/Fe 比值变化, 认为本地区中晚二叠世可能一直存在着热液活动, 且吴家坪期比茅口期更为强烈, 并推测与峨眉山玄武岩喷发事件有成因联系.

关键词
硅质岩
地球化学
海底热液
峨眉山玄武岩

硅质岩的成因一直是国际研究的热点问题之一[1~8]. 多数认为前寒武纪地层中的硅质岩成因与海底热液有关[3,6,8,9], 而古生代以来的硅质岩是硅质生物死亡后堆积(或溶解后沉淀)形成的[2,5,10,11]. 但近几十年来, 不少学者也报道了古生代以来的海底热液成因的硅质岩, 如深海钻探计划(DSDP)32 航次在北太平洋采集的白垩纪硅质岩[1]、加利福尼亚侏罗-白垩纪硅质 岩[12]和我国华南泥盆纪硅质岩[7,13]等, 这些热液成因硅质岩的研究对于其所在沉积盆地的构造演化具有重要的指示意义.

我国南方二叠纪广泛发育硅质岩, 其形成的沉积环境及成因也一直存在着争议, 形成的沉积环境主要有大陆边缘环境[5,14~17]和深水盆地[18~20]; 成因主要分生物成因[5,16~19,21]、热液成因[15,22~24]和与上升流有关成因[19]等.

本文所研究的广西来宾地区, 发育了中上二叠统的国际界限层型剖面[25,26], 主要为海相碳酸盐岩夹大量的硅质岩沉积. 对于其碳酸盐岩的研究, 前人已从古生物[25,27~31]、岩相和沉积环境[25,28,30~32]及地球化学[33~36]等方面开展了很多工作, 取得了大量成果. 而硅质岩的研究, 也进行了不少工作并取得很多成果[20,21,35], 一致认为来宾地区硅质岩成因与生物有关,

英文引用格式: Qiu Z, Wang Q C. Geochemical evidence for submarine hydrothermal origin of the Middle-Upper Permian chert in Laibin of Guangxi, China. Sci China Earth Sci, 2011, doi: 10.1007/s11430-011-4198-x

硅质主要来自硅质生物, 与火山活动有直接或间接关系. 本文通过对来宾地区中上二叠统层状硅质岩进行系统的地球化学特征分析, 认为本区硅质岩成因与海底热液活动有关, 硅质主要来自海底热液, 并初步讨论了海底热液活动的强弱.

1 地质背景和样品描述

广西来宾位于滇黔桂盆地东端. 滇黔桂盆地在海西-印支构造期间, 内部和边缘火山活动频繁[37], 发育着大小规模不同的同沉积断裂, 并伴随着时强时弱的张裂活动[37~39], 与此相关的热液活动也十分发育, 形成一系列海底热液喷流沉积矿床和层控矿床[40]. 尤其在中晚二叠世之交, 滇黔桂盆地西缘发育了代表地幔柱活动的峨眉山玄武岩, 其影响范围达250000 km^2[41~43]. 在盆地的内部, 如桂西地区, 也发育了大小规模不等的海底玄武岩[44~46], 伴随着热液活动, 对盆地的沉积环境产生重大影响.

研究区二叠纪地层广泛出露在来宾向斜的两翼(图 1). 蓬莱滩和铁桥剖面为本地区出露最好的两个剖面, 沿着红水河分布于向斜的东翼和西翼(图 1(b)), 其中蓬莱滩剖面于 2005 年被国际地科联正式批准为瓜德鲁普统/乐平统的国际界限层型剖面, 本文所研究的铁桥剖面为辅助参考剖面[25,26].

沙庆安等[20]对铁桥二叠系剖面进行了详细的实测, 自下而上依次划分为马平组、栖霞组、茅口组、合山组和大隆组. Shen 等[30]据岩性与生物特征差异重新厘定了层序, 将茅口组的底部 2 层归入栖霞组, 并将合山组改称吴家坪组. 这样, 茅口组总厚约 231 m, 其底部为风化的薄层硅质岩(单层厚 1~10 cm), 中上部为夹灰色中薄层硅质岩(单层厚 5~15 cm)和硅质团块及条带的灰色中厚层灰岩, 顶部为浅灰色中层的来宾灰岩. 其上为吴家坪组, 总厚约 256 m, 底部为灰-深灰色中薄层硅质岩(单层厚 5~15 cm), 夹灰岩透镜体; 其上有厚约 60 m 的剖面被积水覆盖; 中部主要为灰色至灰白色中厚-巨厚层灰岩夹灰色至深灰色中薄层硅质岩(单层厚 10~20 cm, 主要分布在中部下段); 上部为夹灰-深灰色中薄层硅质岩(单层厚 5~20 cm)和硅质结核或条带的灰岩.

我们于 2008 年对铁桥剖面的茅口组和吴家坪组的硅质岩进行了野外观测和系统采样(图 1(c)), 自下而上共采硅质岩样品 59 件. 在薄片观测的基础上挑选 16 件层状硅质岩样品进行了主量和稀土元素化学分析. 这 16 件硅质岩样品主要由微晶石英组成(图 2(a)和(b)), 仅少数样品含硅质生物, 如放射虫和海绵骨针, 且含量少(图 2(c)~(f)). 按岩性可以将其分为两类: 第一类微晶石英含量超过 60%, 粒径一般小于 10 μm(图 2(a)), 呈似团块状产出, 岩石中含少量 10~30 μm 左右的泥晶方解石; 第二类以微晶石英为主, 粒径 10~20 μm, 大者可达 30 μm(图 2(b)), 岩石中发育少量方解石细脉体, 宽一般 0.1~0.2 mm, 切穿微晶石英, 显然为后期改造产物. 依据上述岩性特征, 我们将第一类称为钙质硅岩, 第二类称为硅岩, 二者统称硅质岩.

2 分析方法

选择风化较弱的样品用碳化钨钢研磨体研磨至 200 目左右, 并进行两次缩分. 主量和稀土元素在中国科学院地质与地球物理研究所测定. 用于主量元素分析的样品在 105℃烤箱内烘烤约 1 h, 然后将样品与 $Li_2B_4O_7$ 按照 1∶5 比例, 加入约 4 滴 NH_4Br, 熔融成玻璃片, 使用日本岛津公司 X 射线荧光光谱仪(XRF-1500)对玻璃片进行测试分析, 分析误差小于 1%. 用于稀土元素分析的样品放入烤箱烘烤并冷却至室温, 然后取 40 mg 放入 Teflon 密封熔样罐, 逐次加入 3 mL(1+1)HNO_3 和 2.5 mL HF, 超声震荡、蒸干和保温(5 天+5 小时)等使样品全溶, 然后加入 1 mL 500 ng g^{-1} In 内标, 用 1% HNO_3 稀至 50 g, 使用 FINNIGAN MAT 公司制造的 ELEMENT 电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)进行测试分析, 分析误差优于 3%.

稀土元素页岩标准化值采用北美、欧洲和俄罗斯页岩平均值[47]. Ce 异常(Ce/Ce*)和 Eu 异常(Eu/Eu*)分别通过 $Ce/Ce^*=2Ce_N/(La_N+Pr_N)$和 $Eu/Eu^*=Eu_N/(Sm_N\times Gd_N)^{1/2}$[48](N 代表页岩标准化)计算.

3 分析结果

主量元素分析结果列于表 1. 硅岩的 SiO_2 含量为 80.74%~95.43%, CaO 含量很低, 均小于 10%, 主要集中在吴家坪组; 而钙质硅岩的 SiO_2 含量为 60.14%~75.04%, CaO 含量为 10%~22%, 在茅口组和吴家坪组底部均有发育, 但主要集中在茅口组. 两类岩石的烧

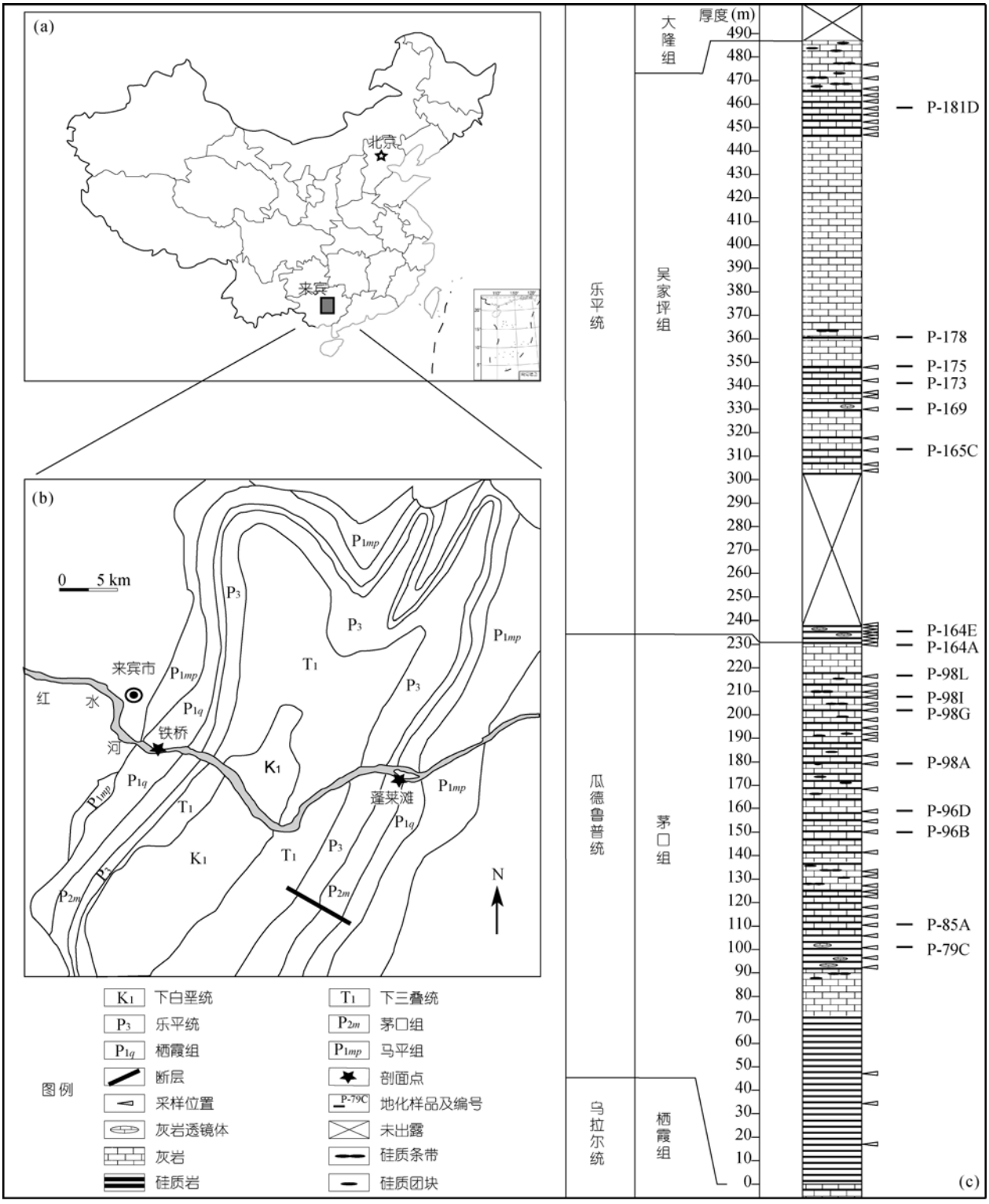


图 1　铁桥剖面的地质背景((a), (b))、岩性柱和采样位置(c)

(b)据文献[33]修改

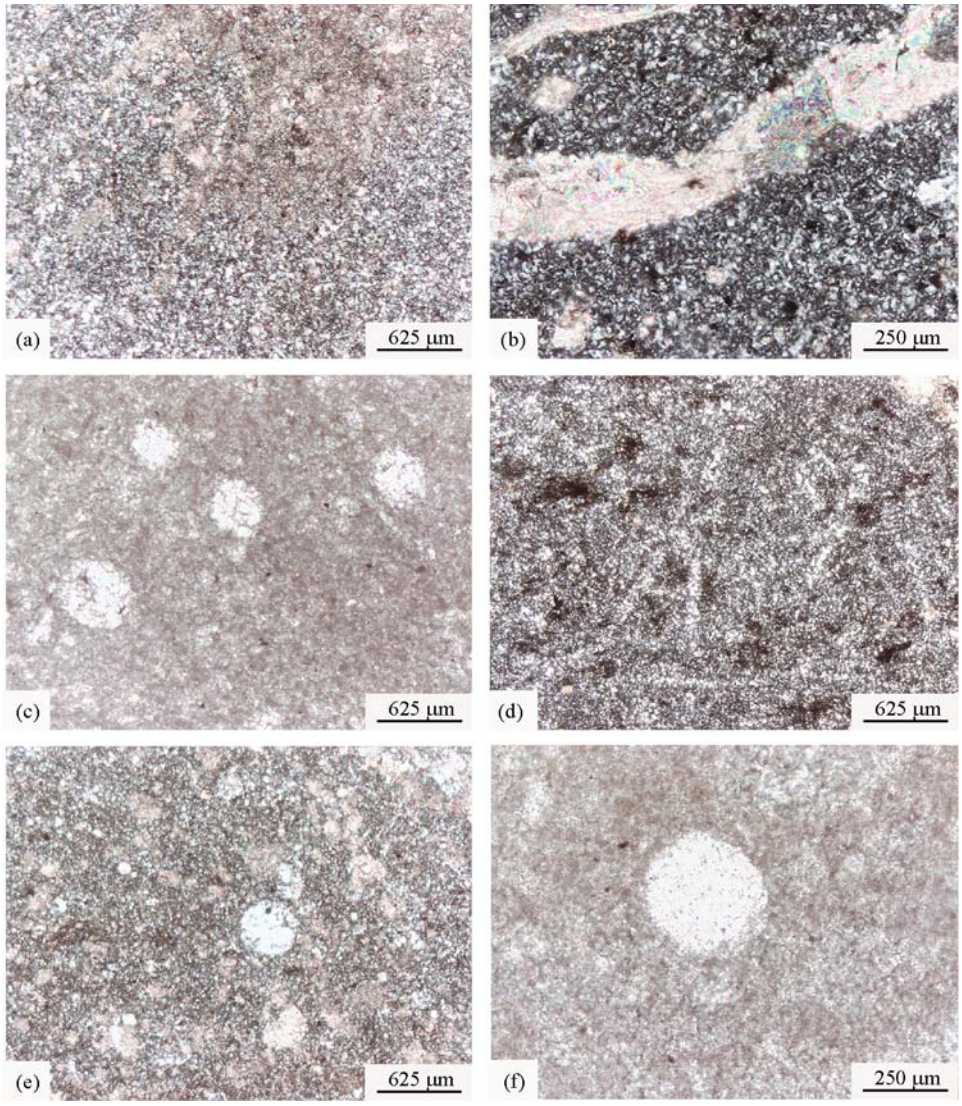


图 2　岩石显微照片

(a) 茅口组钙质硅岩, 微晶石英粒径一般小于 10 μm, 单偏光; (b) 吴家坪组硅岩, 微晶石英粒径 10~20 μm, 含少量方解石细脉体, 正交光; (c) 吴家坪组底部硅质岩, 含少量放射虫呈孤立完整状态保存, 单偏光; (d) 吴家坪组上部硅质岩, 含少量硅质海绵骨针, 正交光; (e) 吴家坪组中部硅质岩, 放射虫化石呈孤立完整状态保存, 正交光; (f) 茅口组中部硅质岩, 单个放射虫化石完整保存, 单偏光

失量(LOI)均随 CaO 含量增加而增加, 反映了被烧失的挥发份以 CO_2 为主. 无论是硅岩还是钙质硅岩, 其 Al_2O_3 和 TiO_2 含量均明显偏低, 分别为 0~0.23%和 0.001%~0.024%. 全铁含量为 0.23%~0.72%(用 Fe_2O_3 含量代表), MnO 含量为 0.004%~ 0.109%.

稀土元素分析结果详见表 2. 两类岩石的页岩标准化稀土元素分配型式基本一致, 均具明显的 Ce 负异常(图 3). Ce/Ce^*为 0.24~0.46, 平均为 0.35; Eu 呈弱负异常至弱正异常, Eu/Eu^*为 0.67~1.04, 平均值为 0.85; La_N/Ce_N 为 2.42~4.90, 平均为 3.47; La_N/Yb_N 为 0.71~2.39, 平均为 1.53. ΣREE 普遍偏低, 为 0.55~19.94 μg g^{-1}, 平均值为 9.97 μg g^{-1}, 不到标准页岩(204.12 μg g^{-1})的 1/20.

4　讨论

4.1　硅质岩沉积环境

近年来不少研究者对于华南中上二叠统硅质岩

表 1　硅质岩主量元素含量一览表

样品编号	铁桥剖面																蓬莱滩剖面 [b)]		
	茅口组								吴家坪组								茅口组		
	79C	85A	96B	96D	98A	98G	98I	98L	164A	164E	165C	169	173	175	178	181D	6-24	6-20	6-6
SiO_2	67.53	73.58	72.06	69.05	67.07	65.84	74.13	80.74	75.04	60.14	91.33	93.60	83.18	92.09	95.43	95.18	83.28	84.55	80.82
TiO_2	0.005	0.001	0.003	0.002	0.004	0.002	0.005	0.010	0.024	0.005	0.012	0.010	0.007	0.004	0.009	0.002	0.02	0.04	0.01
Al_2O_3	0.09	0.01	0.01	0.06	0.02	0.05	0.01	0.03	0.03	0.05	0.23	0.08	0.00	0.01	0.02	0.01	0.53	0.66	0.13
TFe_2O_3 [a)]	0.26	0.24	0.23	0.30	0.29	0.28	0.37	0.54	0.41	0.23	0.66	0.63	0.46	0.65	0.72	0.72	1.46	0.87	0.5
MnO	0.011	0.006	0.013	0.031	0.062	0.109	0.105	0.076	0.029	0.014	0.006	0.004	0.007	0.005	0.005	0.005	1.15	0.1	0.21
MgO	0.31	0.25	0.29	0.33	0.41	0.33	0.27	0.23	0.29	0.34	0.15	0.12	0.19	0.12	0.10	0.08	0.39	0.35	0.26
CaO	17.92	14.59	15.57	17.03	17.92	18.76	14.27	10.22	13.52	22.04	4.35	2.94	9.09	4.20	1.75	1.84	6.28	7.11	9.85
Na_2O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.06	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.04	0.01
K_2O	0.04	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.09	0.05	0.03	0.02	0.04	0.01	0.12	0.17	0.05
P_2O_5	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.05	0.07	0.04	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.04	0.03	0.02
LOI	14.18	11.77	12.18	13.50	14.48	14.97	11.17	8.12	10.85	17.42	3.58	2.42	7.11	3.30	1.52	1.50	6.71	5.94	7.85
总计	100.38	100.51	100.39	100.37	100.33	100.40	100.40	100.05	100.31	100.30	100.44	99.93	100.11	100.41	99.62	99.38	99.88	99.77	99.66
$Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$	0.26	0.04	0.04	0.18	0.06	0.16	0.02	0.05	0.06	0.16	0.25	0.11	0.00	0.02	0.02	0.01	0.27	0.43	0.21
Fe_2O_3/TiO_2	51.18	209.30	86.11	173.02	79.31	112.05	69.97	54.10	17.21	49.21	55.02	66.31	63.45	162.65	82.80	443.22	73.00	21.75	50.00
Al/(Al+Fe+Mn)	0.20	0.03	0.03	0.13	0.04	0.09	0.01	0.03	0.04	0.12	0.20	0.09	0.00	0.01	0.02	0.01	0.13	0.34	0.12

a) TFe_2O_3 值代表全铁; b) 蓬莱滩剖面样品引自文献[35], 其 TFe_2O_3 值为 TFeO 计算得来

表 2　硅质岩稀土元素含量一览表

样品号	页岩 a)	铁桥剖面																蓬莱滩剖面 b)		
		茅口组								吴家坪组								茅口组		
		79C	85A	96B	96D	98A	98G	98I	98L	164A	164E	165C	169	173	175	178	181D	6-24	6-20	6-6
La	41.00	5.28	2.30	2.61	3.79	4.93	6.21	6.33	6.50	2.34	4.63	3.33	1.72	1.87	0.31	0.53	0.15	7.47	7.97	6.03
Ce	83.00	2.60	0.98	1.08	1.73	3.80	3.25	4.15	3.75	1.96	2.08	2.12	1.20	1.27	0.20	0.44	0.12	9.75	8.27	4.33
Pr	10.10	0.82	0.40	0.43	0.61	0.79	0.94	1.10	1.14	0.51	0.72	0.69	0.38	0.39	0.057	0.10	0.026	1.90	1.97	1.25
Nd	38.00	3.22	1.64	1.58	2.31	2.94	3.68	4.37	4.55	1.97	2.72	2.51	1.35	1.44	0.24	0.42	0.11	6.87	7.13	4.81
Sm	7.50	0.56	0.29	0.34	0.49	0.61	0.71	0.88	0.85	0.48	0.55	0.55	0.32	0.36	0.052	0.080	0.026	1.31	1.2	0.75
Eu	1.61	0.10	0.063	0.061	0.093	0.096	0.14	0.16	0.16	0.090	0.11	0.10	0.056	0.061	0.013	0.020	0.0060	0.27	0.18	0.15
Gd	6.35	0.53	0.31	0.26	0.47	0.62	0.71	0.88	0.84	0.47	0.54	0.51	0.34	0.34	0.055	0.084	0.028	0.88	0.82	0.55
Tb	1.23	0.076	0.047	0.047	0.073	0.095	0.12	0.14	0.13	0.077	0.091	0.085	0.054	0.057	0.009	0.015	0.005	0.24	0.23	0.16
Dy	5.49	0.45	0.28	0.29	0.42	0.58	0.72	0.86	0.74	0.49	0.55	0.52	0.33	0.36	0.059	0.10	0.033	0.90	0.89	0.59
Ho	1.34	0.088	0.055	0.063	0.081	0.118	0.152	0.175	0.141	0.101	0.115	0.103	0.064	0.073	0.012	0.023	0.007	0.19	0.17	0.12
Er	3.75	0.23	0.14	0.16	0.19	0.32	0.40	0.45	0.34	0.27	0.30	0.25	0.17	0.20	0.033	0.064	0.020	0.42	0.39	0.26
Tm	0.63	0.031	0.019	0.021	0.025	0.044	0.051	0.059	0.044	0.037	0.041	0.033	0.022	0.028	0.0046	0.0096	0.0029	0.18	0.18	0.12
Yb	3.51	0.19	0.11	0.11	0.15	0.27	0.29	0.34	0.26	0.21	0.23	0.19	0.13	0.15	0.026	0.061	0.018	0.37	0.39	0.26
Lu	0.61	0.027	0.015	0.014	0.020	0.039	0.038	0.049	0.034	0.029	0.031	0.028	0.018	0.020	0.0035	0.0090	0.0027	0.08	0.06	0.05
ΣREE	204.12	14.20	6.64	7.07	10.44	15.25	17.42	19.94	19.47	9.03	12.70	11.04	6.13	6.62	1.07	1.96	0.55	30.83	29.85	19.43
Ce/Ce^*	1	0.30	0.25	0.24	0.27	0.46	0.32	0.38	0.33	0.44	0.27	0.34	0.36	0.36	0.36	0.46	0.45	0.63	0.51	0.39
Eu/Eu^*	1	0.79	0.90	0.88	0.83	0.67	0.85	0.80	0.83	0.81	0.84	0.84	0.73	0.76	1.04	1.04	0.96	1.08	0.78	1.00
La_N/Ce_N	1	4.12	4.76	4.90	4.43	2.63	3.87	3.09	3.51	2.42	4.50	3.19	2.91	2.98	3.20	2.43	2.59	1.55	1.95	2.82
ΣREE/Fe		78.35	39.57	43.90	50.18	75.75	89.51	76.19	51.80	31.29	78.85	23.83	13.84	20.54	2.35	3.89	1.10	30.28	49.24	55.56

a) 页岩值引自文献[47], 为北美、欧洲和俄罗斯页岩平均值; b) 蓬莱滩剖面样品引自文献[35]

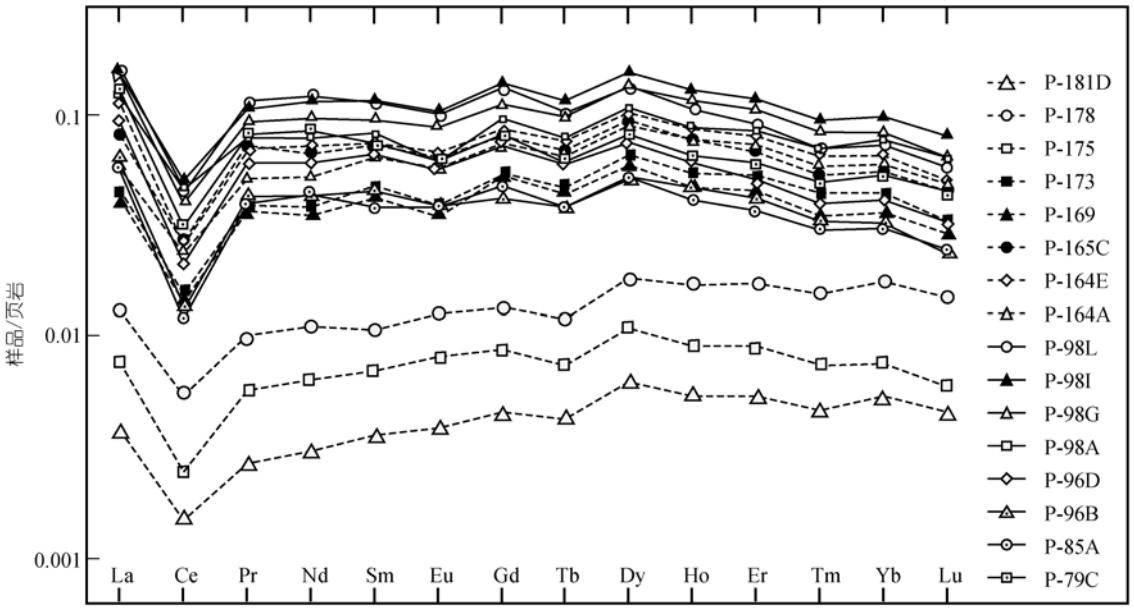


图 3　铁桥剖面硅质岩稀土元素页岩标准化曲线

页岩为北美、欧洲和俄罗斯页岩平均值[47]

的沉积环境做过研究, 但结论各不相同. 例如, 沙庆安等[20]根据对来宾合山地区硅质岩岩石学及其共生的碳酸盐岩沉积环境的研究, 提出该地区硅质岩的 4 种沉积环境, 即: 浅水局限台地、深水斜坡、潮坪-泻湖-沼泽和深水盆地. Wang 等[49]依据岩石类型、化石动物群和盆地演化特征把华南上二叠统放射虫硅质岩的沉积环境分为 3 种, 认为华南地区的硅质岩大多沉积于陆棚盆地环境, 但广西钦州地区的硅质岩沉积于大洋环境, 广西扶绥地区的硅质岩沉积于大陆坡环境[50]. 本文将从地球化学角度对广西来宾地区中上二叠统硅质岩的沉积环境进行探讨.

硅质岩的成岩作用可能会造成 SiO_2 含量变化[51~55], 但 Al, Ti, Fe 和 REE 却相对稳定, 可以用来区分其形成的沉积环境[55]. Murray[55]通过对全球自早古生代至第三纪不同沉积背景下的 49 个硅质岩地球化学特征的详细研究, 提出可用 Fe_2O_3/TiO_2, La_N/Ce_N 和 $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$等指标来判别硅质岩的沉积环境. 铁桥剖面硅质岩具有较高 Fe_2O_3/TiO_2 比值(17~443, 平均为 111)和偏低的 $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$ 比值(0~0.26, 平均为 0.09), 在 Fe_2O_3/TiO_2-$Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$和 La_N/Ce_N-$Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$图中, 两类硅质岩的样品均投影在“大洋中脊”区附近(图 4). 位于来宾向斜东翼的蓬莱滩剖面茅口组硅质岩也投影在同一区域(图 4).

此外, 这些硅质岩的 Ce/Ce^*为 0.24~0.46, 平均值为 0.35, 接近大洋中脊附近硅质岩的平均值 0.29, 而小于远洋盆地的平均值 0.60[56,57]. 这些都暗示了来宾地区的硅质岩形成于大洋中脊附近的沉积环境. 这显然不同于前人的研究结论, 华南真的存在二叠纪大洋中脊吗?

为解决这一疑问, 我们深入分析了 Murray[55]投影图(图 4)的各项参数. 研究表明, Al 和 Ti 可以指示陆源碎屑输入, 而 Fe 在洋中脊附近金属热液沉积物中富集, 可以用来作为热液参与的指标[1,12,42,58]. 靠近大陆边缘的硅质岩 $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$均大于 0.5, 而大洋中脊附近的硅质岩 Fe_2O_3/TiO_2 比值一般高于 50. La_N/Ce_N 同样可表征大洋中脊附近的海底热液活动, 大洋中脊附近的硅质岩 La_N/Ce_N 值为 3.5 以上[55]. 因此, 该投影图的实质是在判断沉积环境中陆源物质和海底热液物质贡献的相对多少. 这样, 图 4 所代表的真实含义为: 来宾地区的硅质岩沉积于远离陆源物质干扰而接受海底热液活动物质贡献极大的海盆中.

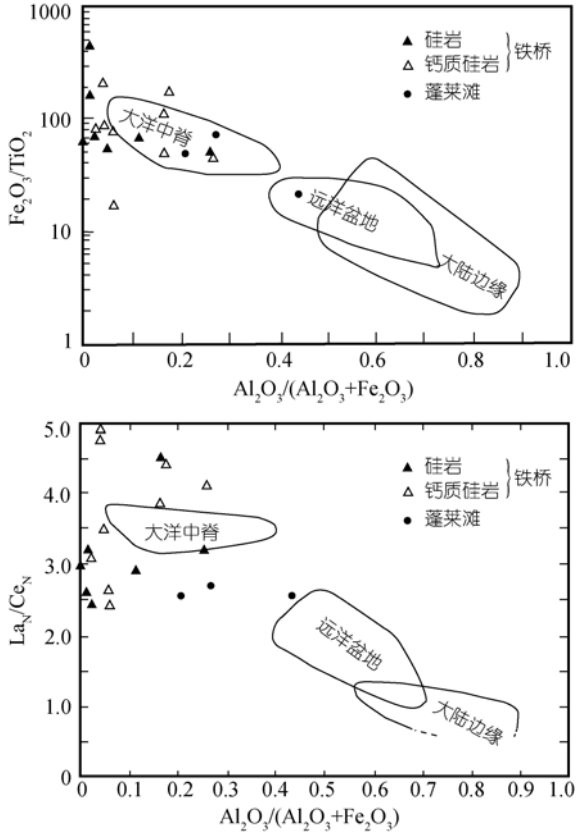


图 4　Fe_2O_3/TiO_2, La_N/Ce_N 与 $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$综合图解

大洋中脊、远洋盆地和大陆边缘分区界线据文献[55], 蓬莱滩剖面资料引自文献[35]

4.2　硅质岩成因

硅质岩成因实质上是确定其硅的来源问题. 一般硅质主要来源于硅质生物[2,5,10,59]、热液活动(火山活动等有关的)[1,3,7,9,12,22,58,60]和富硅的岩石碎屑[10,12]等. 关于本区硅质岩的硅质来源, 沙庆安等[20]通过计算认为, 如果来自碳酸盐岩围岩(岩石碎屑), 围岩厚度应至少是现在围岩的 5.1~23 倍, 这显然是难以达到的. 因此他们认为本区硅质岩的硅质主要来自硅质生物, 硅质岩是通过交代作用形成的, 与火山活动有直接或间接的关系. 刘新宇和颜佳新[21]通过对本区栖霞组硅质结核成岩作用研究, 也认为硅质来源与硅质生物的繁盛有关.

我们对铁桥剖面茅口组和吴家坪组的层状硅质岩、硅质条带或硅质团块(也称燧石条带或燧石结核)野外岩石和镜下薄片的观察结果如下: (1) 硅质岩厚度稳定, 与灰岩接触界线清楚, 主要由微晶石英组成, 仅少数样品含硅质生物, 如放射虫和海绵骨针, 且含量少(图 2(c)和(d)为硅质生物最丰富的样品), 多为孤立的完整个体存在(图 2(c), (e)和(f)); 硅质岩中没有见到交代现象. (2) 硅质条带或团块主要分布在灰岩层内, 由微晶和粗晶石英等组成, 粗晶石英多充填在孔隙内; 含大量的钙质生物碎屑, 且被硅质交代. 因此, 对于灰岩层内的硅质条带或团块而言, 硅质来源可能如前人所指出的, 与硅质生物在成岩作用中的溶解有关[20], 而本文所研究的层状硅质岩则为原始沉积而成.

地球化学分析结果表明, 硅质岩中指示陆源碎屑成分的 Al_2O_3 和 TiO_2 含量明显偏低, 分别为 0~0.23%和 0.001%~0.024%, 且与 SiO_2 无相关性, 但 Fe_2O_3 与 SiO_2 呈明显的正相关关系(图 5), 由于 Fe 为

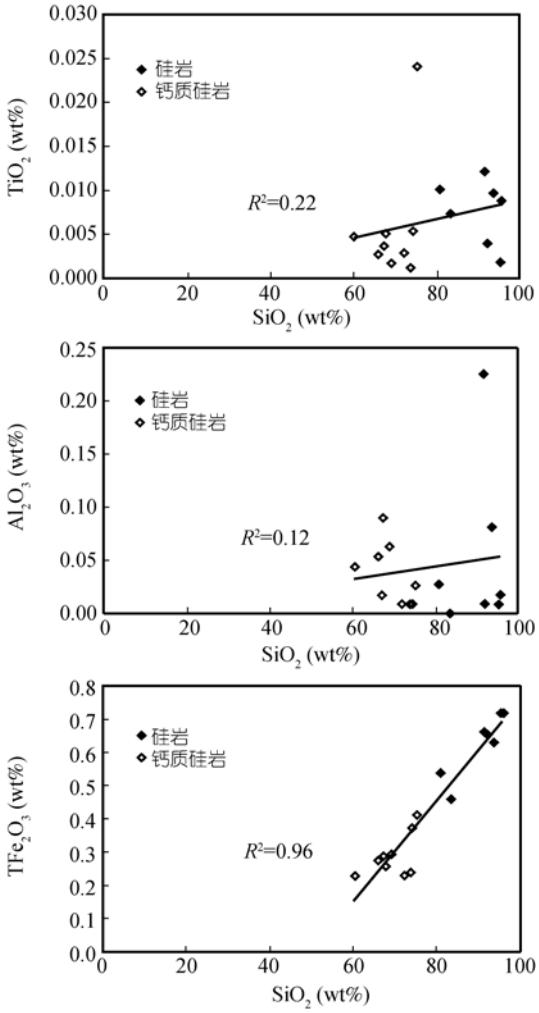


图 5　铁桥剖面硅质岩中 Al_2O_3, TiO_2 和 Fe_2O_3 含量分别与 SiO_2 含量的相关性

热液参与程度的指标[1,12,55,58], 这一正相关关系指示了硅质岩与热液间的成因联系, 而与陆源碎屑无关.

Boström 和 Peterson[58]提出用海相沉积物中 Al/(Al+Fe+Mn)来判别热液对沉积物的贡献. 位于东太平洋洋隆热液沉积物 Al/(Al+Fe+Mn)值为 0.01, 深海钻探计划 Leg32 航次发现的热液硅质岩比值平均为 0.12[1], 而日本中部三叠纪 Kamiaso 生物成因的半远洋硅质岩的比值为 0.60[1], 页岩的 Al/(Al+Fe+Mn)平均值为 0.62[61]. 铁桥剖面硅质岩样品的 Al/(Al+Fe+Mn)为 0.00~0.20, 平均值为 0.07, 显然是热液活动的佐证. 在 Adachi 等[1]的 Al-Fe-Mn 投影图中(图 6), 铁桥剖面的硅质岩更是集中地落入热液成因的硅质岩区内, 蓬莱滩剖面的硅质岩也分布于热液成因硅质岩区内或附近(图 6).

稀土元素是判断热液成因的有效手段[7,24,62~64]. 典型的海相热液沉积物稀土元素总量低, 重稀土富集, 并具明显的 Ce 负异常[7,23]. 本区铁桥剖面硅质岩稀土元素页岩标准化曲线基本一致(图 3), 均具明显的 Ce 负异常, 暗示着相似的成因. 且稀土总量普遍偏低, 为 0.55~19.94 μg g^{-1}, 平均值为 9.97 μg g^{-1}, 不到标准页岩稀土总量的 1/20, 与典型热液成因硅质岩的 REE 特征十分吻合[24].

Eu 异常也是判别硅质岩热液成因的重要指标[7,62,63]. 研究表明, 热液活动可使大洋中脊附近沉积物中 REE 出现显著的 Eu 异常, 最大的 Eu 异常可达 10[62]. 在广西西部发育二叠纪玄武岩的巴马地区, 与热液有关的硅质岩 Eu 异常为正(1.17)[1)], 但铁桥剖面硅质岩的 Eu 仅有微弱的正异常, 甚至表现出弱的负异常(0.67~1.04), 似乎不支持其热液成因. 不过, 有研究表明, 显著的 Eu 异常仅出现在热液活动中心附近不超过 10 km 远的范围内[7], 而且热液沉积的硅质岩的 ΣREE/Fe 比值有远离热液活动中心变大的趋势[57,64,65], 如东太平洋洋隆(EPR)附近沉积物的 ΣREE/Fe 比值约 6.2×10^{-4}, 距其 802 km 之外比值约为 28.8×10^{-4}[65]. 铁桥剖面硅质岩的 ΣREE/Fe 比值平均为 42.6×10^{-4}, 可能表明本区硅质岩为远离热液活动中心的远端沉积.

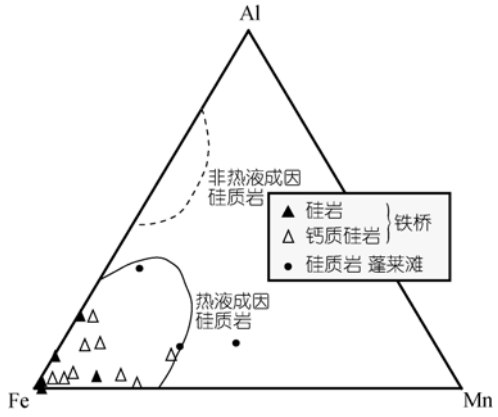


图 6 硅质岩中 Al-Fe-Mn 三角图解

热液成因和非热液成因曲线据文献[1], 蓬莱滩剖面资料引自文献[35]

因此, 综上所述, 我们认为本区中上二叠统硅质岩成因与海底热液活动有关, 其硅质主要来源于海底热液.

4.3 海底热液活动强弱

如上所述, 本区位于滇黔桂盆地东端, 远离热源活动中心, 其硅质岩中的硅质主要来源于海底热液. 此外, 本区碳酸盐岩 SiO_2 含量偏高, 杨振宇等[35]认为其与火山活动有一定关系. 基于这些认识, 如果假设本区距热源活动中心的距离基本不变, 则可以进一步用硅质含量的高低来衡量海底热液活动的强弱.

我们通过实测, 对来宾铁桥剖面硅质岩厚度在岩层中所占比例进行了详细统计, 得出岩层中硅质岩的相对含量(图 7 中灰色区域), 并根据表 1 各硅质岩样品的 SiO_2 含量(图 7 中带点的短线)与岩层中硅质岩含量的乘积, 计算出相应地层中硅质的含量(以 SiO_2 含量代替)(图 7 中黑色区域). 从图中可以看出, 茅口组整体上硅质含量都相对较高. 在茅口中晚期, 大部分岩层中硅质含量>30%, 可能一直存在着较强的热液活动. 而在茅口末期硅质沉积出现低值, 可能是由热液活动变弱造成的. 考虑到本时期地层中发育碳酸盐岩碎屑流沉积[32,66], 也有可能是这些异地碳酸盐岩在短时间内被搬运到本区沉积导致硅质含量下降. 但本段沉积的碳酸盐岩仍具有偏高的 SiO_2 含量, 如在蓬莱滩剖面大部分样品>17%[35], 而且发现少量的火山碎屑存在, 表明这一时期本区仍受到热液作用的影响.

1) 邱振, 王清晨. 湘黔桂地区中上二叠统硅质岩的地球化学特征及沉积背景. 岩石学报, 2011, 已接收

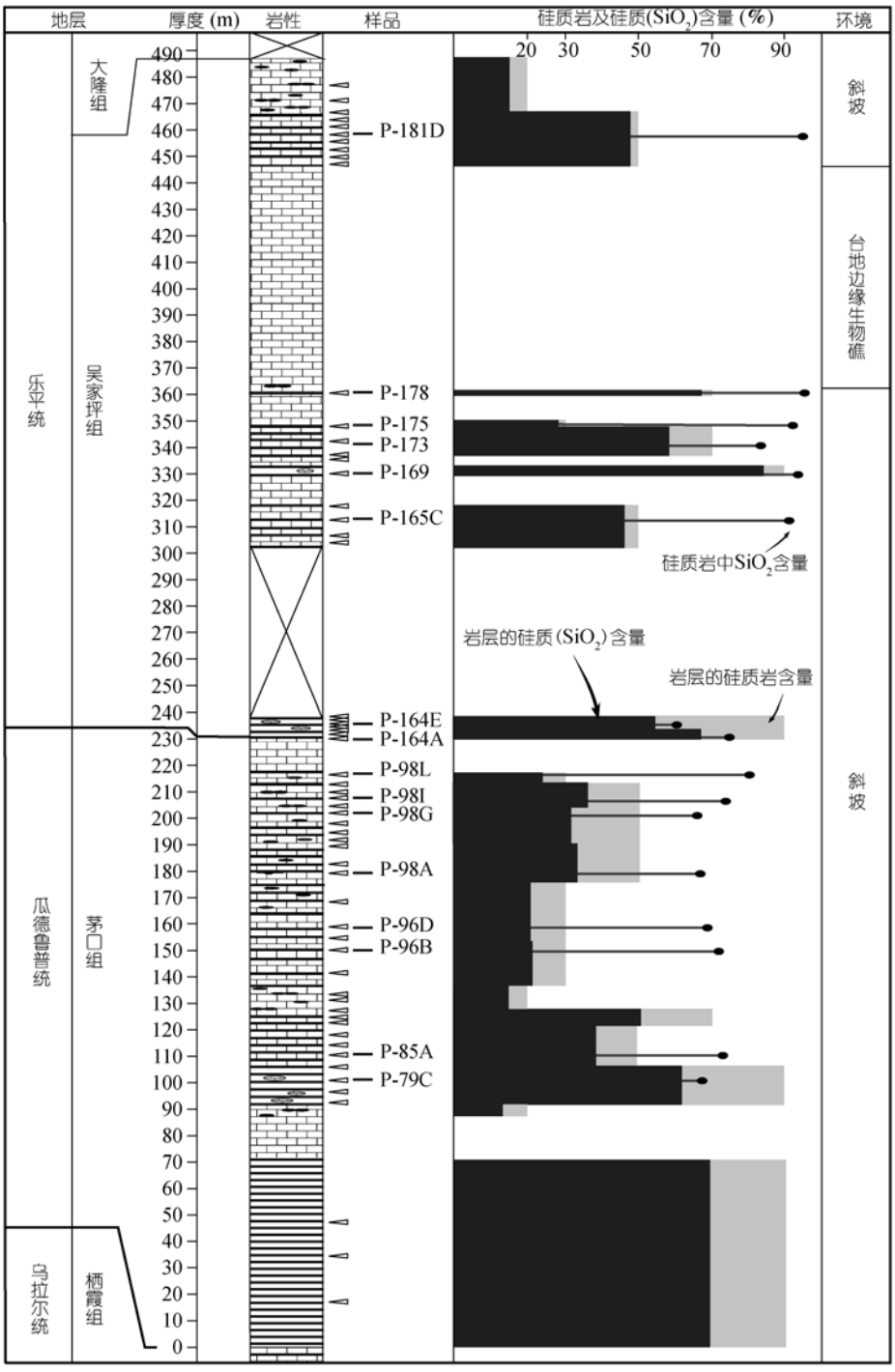


图 7　来宾铁桥剖面地层中硅质岩含量、硅质岩的 SiO_2 含量和地层中硅质含量分布

地层中硅质岩含量用硅质岩厚度所占地层总厚度的百分比表示(灰色区域), 硅质岩的 SiO_2 含量通过化学分析测定(带点的短线), 地层中硅质含量为前两者的乘积(黑色区域), 沉积环境据文献[32]

至于茅口初期的硅质沉积高峰, 也可能是热液活动引起的, 但由于这些硅质岩风化强烈, 无法获得地球化学数据, 因此缺乏相应的证据.

在吴家坪组中, 硅质沉积差异明显: (1) 吴家坪

初期岩层中硅质含量从茅口末期低值陡然增加到一个峰值(图 7), 硅质(SiO_2)含量表明在这一时期, 盆地内部发生一次大规模的热液活动. (2) 吴家坪中晚期也出现了两次硅质沉积高峰(图 7), 考虑到该时期在本区发育了台地边缘生物礁沉积, 因此, 在此期间硅质沉积的间断是由环境变化引起的, 而热液活动应该一直在持续着.

由上述讨论可知, 本剖面中晚二叠世岩层中硅质含量在吴家坪初期具有显著的峰值(图 7 黑色区域). 位于该时期岩层底部(G/L 界线附近)的硅质岩中曾发现含有火山碎屑[31], 并被认为与这一时期我国云南、贵州和四川等地的大规模峨眉山玄武岩喷发事件有关[31]. 如果说盆地西缘(如云南东部富宁、贵州南部安顺和晴隆等地[67,68])和中部(如百色和巴马等地[46])发育的同时期玄武岩是峨眉山玄武岩喷发事件在盆地内的直接物质表现, 那么这次硅质沉积高峰应该是该事件在盆地东部的间接物质表现. 假设若如此, 本剖面吴家坪初期岩层中硅质含量的变化与峨眉山玄武岩的强烈喷发基本同步, 而中晚二叠世岩层中硅质含量的垂向变化则是在这期间由峨眉山地幔柱活动所引起海底热液活动强弱变化的沉积响应.

热液沉积的硅质岩的ΣREE/Fe 比值有随着与热液活动中心距离增加变大的趋势[57,64,65]. 同样, 如果假设本区距热源活动中心的距离基本不变, 则可以进一步推测, ΣREE/Fe 比值在本区的高值(或低值)应该反映了热液活动减弱(或增强). 吴家坪组硅质岩的ΣREE/Fe 比值平均为 22×10^{-4}, 明显小于茅口组的平均值 63×10^{-4}, 也指示在吴家坪时期本区的海底热液活动增强, 与滇黔桂盆地在本时期以峨眉山玄武岩喷发事件为代表的火山活动最为强烈[37]十分吻合.

5 结论

(1) 来宾铁桥剖面中上二叠统硅质岩可按岩性分为两类, 第一类为钙质硅岩, 主要发育在茅口组; 第二类为硅岩, 主要发育在吴家坪组.

(2) 上述两类硅质岩的 Ce/Ce^* 为 0.24~0.46, 平均值为 0.35, 接近大洋中脊附近硅质岩的平均值 0.29, 而小于远洋盆地的平均值 0.60. 这些硅质岩具有高 Fe_2O_3/TiO_2 比值和低 $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$比值的特点, 表明它们形成于远离陆源物质干扰而受热液作用影响的海盆环境.

(3) 本区硅质岩具有极低的 Al_2O_3 与 TiO_2 含量、Al/(Al+Fe+Mn)和ΣREE, 表明本区硅质岩成因与海底热液活动有关, 其硅质主要来源于海底热液. 另外, Eu 异常和ΣREE/Fe 比值变化指示本区位于热液活动中心的远端.

(4) 本区中晚二叠世地层的硅质含量与海底热液活动强弱具有相应的对应关系, 结合ΣREE/Fe 比值变化, 我们认为本地区茅口期和吴家坪期可能一直存在着热液活动, 而且后者可能更为强烈, 考虑到此期间发生了峨眉山玄武岩喷发事件, 推测二者具有成因联系.

致谢 野外工作得到中国地质大学(武汉)资源学院严德天博士的帮助, 并对本文撰写提出了有益的意见. 在样品处理的准备阶段, 曾向中国科学院地质与地球物理研究所陈代钊和储雪蕾研究员请教, 样品分析处理过程中得到李禾、田桂茹、王红月、曹杰高级工程师和田中华博士生的帮助. 两位审稿专家对本文提出了宝贵意见. 在此谨向他们表示真诚的感谢.

参考文献

1 Adachi M, Yamamoto K, Sugisaki R. Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the northern Pacific: Their geological significance as indication of ocean ridge activity. Sediment Geol, 1986, 47: 125–148

2 Murchey B L, Jones D L. A mid-Permian chert event: Widespread deposition of biogenic siliceous sediments in coastal, island arc and oceanic basins. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 1992, 96: 161–174

3 Zhou Y Z, Chown E H, Guha J, et al. Hydrothermal origin of Precambrian bedded chert at Gusui, Guangdong, China: Petrologic and geochemical evidence. Sedimentology, 1994, 41: 605–619

4 Shimizu H, Kunimaru T, Shigekaza, et al. Sources and depositional environments of some Permian and Triassic cherts: Significance of Rb-Sr and Sm-Nd isotopic and REE abundance data. J Geol, 2001, 109: 105–125

5 Kametaka M, Takebe M, Nagai H, et al. Sedimentary environments of the Middle Permian phosphorite-chert complex from the northeastern

Yangtze platform, China; the Gufeng Formation: A continental shelf radiolarian chert. Sediment Geol, 2005, 174: 197–222
6 Maliva R G, Knoll A H, Simonson B M. Secular change in the Precambrian silica cycle: Insights from chert petrology. Geol Soc Am Bull, 2005, 117: 835–845
7 Chen D Z, Qing H, Yan X, et al. Hydrothermal venting and basin evolution (Devonian, South China): Constraints from rare earth element geochemistry of chert. Sediment Geol, 2006, 183: 203–216
8 van den Boorn S H, van Bergen M J, Nijman W, et al. Dual role of seawater and hydrothermal fluids in Early Archean chert formation: Evidence from silicon isotopes. Geology, 2007, 35: 939–942
9 Chen D Z, Wang J G, Qing H R, et al. Hydrothermal venting activities in the Early Cambrian, South China: Petrological, geochronological and stable isotopic constraints. Chem Geol, 2009, 258: 168–181
10 Thurston D R. Studies on bedded cherts. Contrib Mineral Petrol, 1972, 36: 329–334
11 Moore Jr T C. Chert in the Pacific: Biogenic silica and hydrothermal circulation. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2008, 261: 87–99
12 Yamamoto K. Geochemical characteristics and depositional environments of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shimanto terranes. Sediment Geol, 1987, 52: 65–108
13 周永章. 丹池盆地热水成因的硅质岩的沉积地球化学特征. 沉积学报, 1990, 8: 75–83
14 刘宝珺, 朱同兴. 安徽中南部下二叠统栖霞组和孤峰组沉积环境及成岩历史. 成都地质学院学报, 1990, 17: 5–12
15 徐跃通. 广东茂名地区二叠纪层状硅质岩成因地球化学特征及其沉积环境意义. 西安地质学院学报, 1997, 19: 27–33
16 田云涛, 冯庆来, 李琴. 桂西南柳桥地区上二叠统大隆组层状硅质岩成因和沉积环境. 沉积学报, 2007, 25: 671–677
17 杨水源, 姚静. 安徽巢湖平顶山中二叠统孤峰组硅质岩的地球化学特征及成因. 高校地质学报, 2008, 14: 39–48
18 王忠诚, 吴浩若, 邝国敦. 广西晚古生代硅岩的地球化学及其形成的大地构造环境. 岩石学报, 1995, 11: 449–455
19 杨玉卿, 冯增昭. 华南下二叠统层状硅岩的形成及意义. 岩石学报, 1997, 13: 111–120
20 沙庆安, 吴望始, 傅家谟. 黔桂地区二叠系综合研究——兼论含油气性. 北京: 科学出版社, 1990. 15–91
21 刘新宇, 颜佳新. 华南地区二叠纪栖霞组燧石结核成因研究及其地质意义. 沉积学报, 2007, 25: 730–736
22 夏邦栋, 钟立荣, 方中, 等. 下扬子区早二叠世孤峰组层状硅质岩成因. 地质学报, 1995, 69: 125–138
23 杨海生, 周永章, 杨志军, 等. 湖南二叠系层状硅质岩的地球化学特征. 矿产与地质, 2003, 17: 622–626
24 周永章, 何俊国, 杨志军, 等. 华南热水沉积硅质岩建造及成矿效应. 地学前缘, 2004, 11: 373–377
25 金玉玕, 沈树忠, Henderson C M, 等. 瓜德鲁普统(Guadalupian)-乐平统(Lopingian)全球界线层型剖面和点(GSSP). 地层学杂志, 2007, 31: 1–13
26 Jin Y G, Shen S Z, Henderson C M, et al. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the boundary between the Capitanian and Wuchiapingian Stage (Permian). Episodes, 2006, 29: 253–262
27 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
28 梅仕龙, 史晓颖, 陈学方, 等. 黔南桂中二叠系 Cisuralian 统和 Guadalupian 统层序地层及其与牙形石演化的关系. 地球科学, 1999, 24: 21–31
29 金玉玕. 二叠系乐平统底界的牙形化石定义. 微体古生物学报, 2000, 17: 18–29
30 Shen S Z, Wang Y, Henderson C M. Biostratigraphy and lithofacies of the Permian System in the Laibin-Heshan area of Guangxi, South China. Palaeoworld, 2007, 16: 120–139
31 Wignall P B, Védrine 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
32 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
33 Wang W, Cao C, Wang W. The carbon isotope excursion on GSSP candidate section of Lopingian-Guadalupian boundary. Earth Planet Sci Lett, 2004, 220: 57–67
34 Kaiho K, Chen Z Q, Ohashi T, et al. A negative carbon isotope anomaly associated with the earliest Lopingian (Late Permian) mass extinction. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2005, 223: 172–180
35 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
36 沈尔卜, 胡超涌, 马仲武, 等. 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
37 曾云孚, 刘文均, 陈洪德, 等. 华南右江复合盆地的沉积构造演化. 地质学报, 1995, 69: 113–124
38 王清晨, 蔡立国. 中国南方显生宙大地构造演化简史. 地质学报, 2007, 81: 1025–1040
39 王清晨. 浅议华南陆块群的沉积大地构造学问题. 沉积学报, 2009, 27: 811–817
40 Liu J M, Ye J, Ying H L, et al. Sediment-hosted micro-disseminated gold mineralization constrained by basin paleo-topographic highs in the

Youjiang basin, South China. J Asian Earth Sci, 2002, 20: 517–533
41 Chung S L, Jahn B M. Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary. Geology, 1995, 23: 889–892
42 Xu Y, Chung S L, Jahn B, et al. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China. Lithos, 2001, 58: 145–168
43 He B, Xu Y G, Chung S L, et al. Sedimentary evidence for a rapid, kilometer-scale crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts. Earth Planet Sci Lett, 2003, 213: 391–405
44 吴浩若, 邝国敦, 王忠诚. 桂西晚古生代基性岩的再认识及其大地构造意义. 地质科学, 1993, 26: 288–289
45 王忠诚, 吴浩若, 邝国敦. 桂西晚古生代海相玄武岩的特征及其形成环境. 岩石学报, 1997, 13: 260–265
46 Fan W, Zhang C, Wang Y, et al. Geochronology and geochemistry of Permian basalts in western Guangxi Province, Southwest China: Evidence for plume-lithosphere interaction. Lithos, 2008, 102: 218–236
47 Sholkovitz R E. Rare earth elements of the North Atlantic Ocean, Amazon Delta, and East China Sea: Reinterpretation of terrigenous input patterns to the ocean. Am J Sci, 1988, 288: 236–281
48 Taylor S R, McClennan S M. The Continental Crustal: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 1–312
49 Wang Y J, Yang Q, Cheng Y N, et al. Lopingian (Upper Permian) radiolarian biostratigraphy of South China. Palaeoworld, 2006, 15: 31–53
50 Shang Q, Caridroit M, Wang Y. Radiolarians from the uppermost Permian Changshing of southern Guangxi. Acta Micropalaeont Sin, 2001, 18: 229–240
51 Geeslin J H, Chafetz H S. Ordovician Aleman ribbon cherts: An example of silicification prior to carbonate lithification. J Sediment Petrol, 1982, 52: 1283–1293
52 Bruechner H K, Snyder W S, Boudreau M. Diagenetic controls on the structural evolution of siliceous sediments in the Golconda Allochthon, Nevada, U.S.A. J Struct Geol, 1987, 9: 403–417
53 Murray R W, Buchholtz ten Brink M R, Gerlach D C, et al. Rare earth, major, and trace element composition of Monterey and DSDP chert and associated host sediment: Assessing the influence of chemical fractionation during diagenesis. Geochim Cosmochim Acta, 1992, 56: 2657–2671
54 Murray R W, Jones D L, Buchholtz ten Brink M R. Diagenetic formation of bedded chert: Evidence from chemistry of the chert-shale couplet. Geology, 1992, 20: 271–274
55 Murray R W. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: General principles and applications. Sediment Geol, 1994, 90: 213–232
56 Murray R W, Buchholtz ten Brink M R, Jones D L, et al. Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale. Geology, 1990, 18: 268–271
57 Murray R W, Buchholtz ten Brink M R, Gerlach D C, et al. Rare earth, major, and trace elements in chert from the Franciscan complex and Monterey group, Californian: Assessing REE sources to fine-grained marine sediments. Geochim Cosmochim Acta, 1991, 55: 1875–1895
58 Boström K, Peterson M N A. The origin of aluminum-poor ferromanganoan sediments in areas of high heat-flow on the East Pacific Rise. Mar Geol, 1969, 7: 427–447
59 Beauchamp B, Boud A. Growth and demise of Permian biogenic chert along northwest Pangea: Evidence for end-Permian collapse of thermohaline circulation. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2002, 184: 37–63
60 Peng J, Yi H S, Xia W J. Geochemical indication of Sinian bedded siliceous rocks in the Hunan-Guizhou-Guangxi area and their environmental significance. Acta Geol Sin, 2000, 74: 46–53
61 Turekian K K, Wedepohl K H. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. Bull Geol Soc Am, 1961, 72: 175–192
62 Michard A. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids. Geochim Cosmochim Acta, 1989, 53: 745–750
63 German C R, Klinkhamaer G P, Edmond J M, et al. Hydrothermal scavenging of rare earth elements in the ocean. Nature, 1990, 345: 516–518
64 Ruhlin D E, Owen R M. The rare earth element geochemistry of hydrothermal sediments from the East Pacific Rise: Examination of a seawater scavenging mechanism. Geochim Cosmochim Acta, 1986, 50: 393–400
65 Olivarez A M, Owen R M. REE/Fe variations in hydrothermal sediments: Implication for REE content of seawater. Geochim Cosmochim Acta, 1989, 53: 757–762
66 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
67 贵州省地质矿产局. 贵州省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1987. 1–258
68 Zhou M F, Zhao J H, Qi L, et al. Zircon U-Pb geochronology and elemental and Sr-Nd isotope geochemistry of Permian mafic rocks in the Funing area, SW China. Contrib Mineral Petrol, 2006, 151: 1–19