

广西钦州板城晚泥盆世硅质岩地球化学

特征及沉积环境探讨*

邓希光 李献华 陈志刚

(中国科学院广州地球化学研究所 广州 510640)

摘要 广西钦州小董—板城地区发育较好的晚泥盆世至晚二叠世含放射虫硅质岩,剖面连续。本文对板城地区石梯水库晚泥盆世含放射虫硅质岩进行了主量元素、微量元素和稀土元素的分析,指示这些硅质岩形成于大陆边缘与深海盆地之间的过渡地带,说明在晚泥盆世钦州地区不存在大洋,与当时在华南板块与扬子板块之间发育古特提斯洋不符。

关键词 沉积环境 地球化学 晚泥盆世硅质岩 广西钦州

中图分类号: P594

文献标识码: A

文章编号: 0563-5020(2003)04-0460-10

1 概述

硅质岩是指由化学作用、生物和生物化学作用以及某些火山作用所形成的富含二氧化硅(一般超过70%)的岩石,其中也包括在盆地内经机械破碎再沉积的硅质岩。其矿物成份主要是各种类型的蛋白石、结晶质的玉髓和自生石英,及少量混入的粘土矿物、碳酸盐矿物和氧化铁等。硅质岩可单独成层,也可成薄层、透镜体、条带或各种形状的结核夹于其它岩石(常见碳酸盐岩)中。在化学沉积和生物沉积的岩类中,硅质岩仅次于碳酸盐岩,可以出现在深海、浅海陆棚甚至潮汐带的各种海洋环境中,也可以形成于陆地湖泊沉积物中。然而,各种环境中形成的硅质岩的外观、矿物组成和结构构造比较相似,如何判别其形成的沉积环境是硅质岩研究的难题。由于硅质岩可作为蛇绿岩套的重要组成部分,也可出现在造山带的不同部位,在恢复古板块构造格局和板块构造演化历史方面有重要作用,因而硅质岩的研究越来越显得重要。

硅质岩的地球化学研究已经取得了很大的进展,而且用其地球化学来探讨沉积环境已得到众多研究者的认可。本文旨在通过广西钦州板城石梯水库晚泥盆世剖面(图1)的硅质岩的地球化学研究,探讨其沉积环境及对华南古特提斯的制约。

2 地质背景

广西东南部的钦州地区存在一条晚古生代的硅质岩带,夹在云开地体与大瑶山—大明山地体之间,那里出露有著名的海西-印支期大容山花岗岩和十万大山花岗岩(广西壮

*本文得到中国科学院知识创新工程项目“华南中生代盆地系统及其动力学研究”(KZCX2-102)资助。

邓希光,男,1969年6月生,博士后,地球化学和同位素地球化学专业。

2001-12-10收稿,2002-03-18改回。

族自治区地质矿产局,1985;吴浩若等,1994a,1994b;王玉净,1994;王玉净等,1998)。钦州地区一直被认为是“钦州海槽”(任纪舜等,1990);许靖华等(1987)认为属于华南板块与扬子板块的印支期碰撞过程中形成的“构造窗”;李曰俊等(1993)将其作为云开碰撞造山带的前陆盆地;张伯友等(1995)认为古特提斯洋有可能从此经粤北—赣东而向北东延至华南腹地;马文璞(1996)提出古特提斯洋的一个分支从两广—闽浙通过。在钦州地区是否存在古特提斯洋,争论较大,对研究区的硅质岩的地球化学研究可能对钦州地区的构造格局提供制约。

钦州地区的硅质岩分布在小董—板城一带(图1),据放射虫研究,其时代为晚泥盆世到晚二叠世(吴浩若等,1994a,1994b;王玉净,1994;王玉净等,1998)。这套硅质岩一直被视为古特提斯洋存在的证据。我们的野外工作发现,在板城石梯水库的晚泥盆世剖面

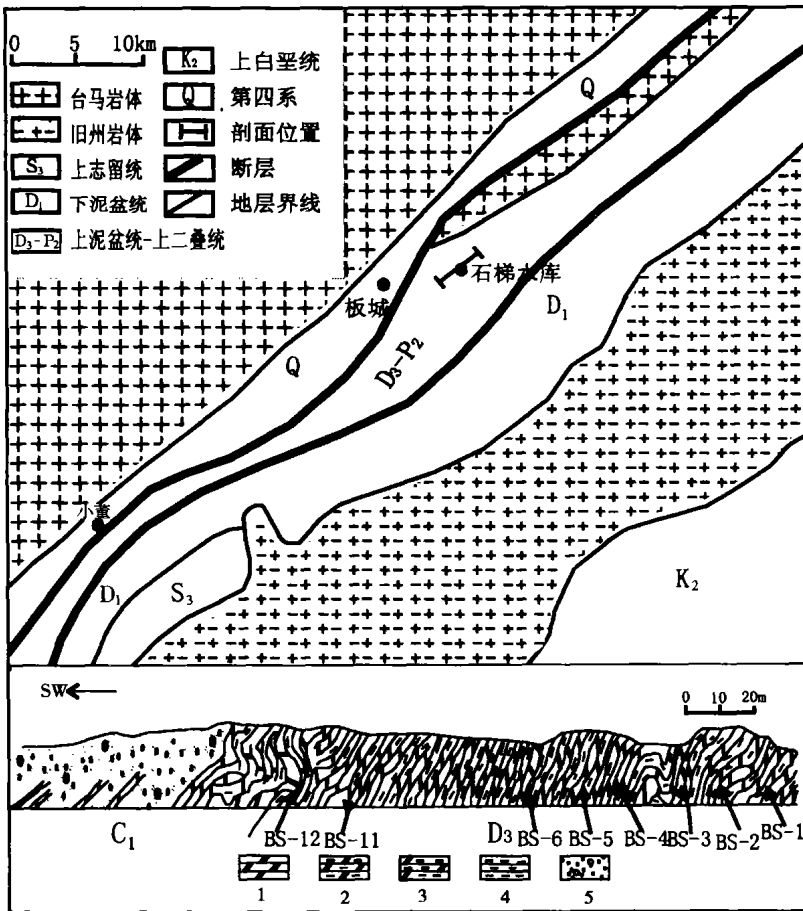


图1 小董—板城地区地质简图及石梯水库晚泥盆世地质剖面
(据王玉净,1994,和王玉净等,1998,修改)

1. 硅质岩; 2. 泥质硅质岩; 3. 硅质泥岩; 4. 泥岩; 5. 浮土

Fig. 1 A geological map of Xiaodong-Bancheng area and Upper Devonian profile of the Shiti Reservoir in Qin Zhou, Guangxi

中,硅质岩含泥质成份较多,风化面呈土黄色,为薄层状,有时夹有薄层泥岩。在剖面上尽量采集硬度较大含硅较高的硅质岩,通过对硅质岩的主量元素、稀土元素和微量元素的分析,探讨硅质岩的地球化学特征和沉积环境,进而确定其构造背景。

3 结果与讨论

本文硅质岩的主量元素、微量元素和稀土元素的分析均在中国科学院广州地球化学研究所同位素室进行,主量元素使用电感耦合等离子体发射光谱(ICP-AES),分析误差为 $<2\%$,微量元素、稀土元素使用电感耦合等离子体质谱(ICP-MS),分析精度优于 $1\% \sim 3\%$,详细的实验方法见刘颖等(1996)。硅质岩分析数据见表1。

(1) 主量元素

所有硅质岩样品 SiO_2 含量在 88% 以上,为 $88.34\% \sim 96.66\%$, Al_2O_3 含量为 $0.75\% \sim 5.93\%$, TiO_2 含量为 $0.02\% \sim 0.21\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$ (全铁)为 $1.23\% \sim 3.25\%$,且 Si/Al 为 $15.7 \sim 108.6$,与 Al_2O_3 呈很好的负相关关系。在硅质岩的主量元素中, Al_2O_3 和 TiO_2 反映是极好的陆源物质注入的指示,两者具有较好的正相关关系,因而在沉积中邻近和起源于剥蚀大陆或岛弧的沉积物相对富集(Sugisaki et al., 1982, Toyoda et al., 1990; Murray, 1994)。相反, Fe_2O_3 富集在含金属近脊的沉积物,暗示在扩张中心有热水注入(Murray et al., 1990, 1991a, 1991b; Murray, 1994)。本文硅质岩中的 Al_2O_3 、 TiO_2 和 Fe_2O_3 的含量表明有陆源物质注入,不是沉积在扩张中心(扩张脊的硅质岩 Fe_2O_3 一般 $>3\%$)。 $\text{Si}/(\text{Si} + \text{Al} + \text{Fe})$ 比值也是判断硅质岩成因重要参数,生物成因的硅质岩具有高的比值(Aitchison and Flood, 1990),一般 >0.9 。本文中硅质岩的 $\text{Si}/(\text{Si} + \text{Al} + \text{Fe}) > 0.92$,表明小董—板城地区的硅质岩为生物成因的(王忠诚等, 1995)。

Bostrom(1973)认为 Al 、 Fe 和 Mn 的含量对讨论硅质岩成因具有重要的意义,还提出了 $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ 值是反映沉积物中热水沉积参与多少的标志:纯热水沉积比值接近 0.01 ,而纯生物成因的沉积物比值接近 0.6 。据 Baltuck(1982)对希腊硅质岩地球化学的研究, $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ 值与离大陆的远近呈反比,而其 $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值的大小与离大陆的远近呈正比。典型大陆型硅质岩 $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ 比值为 0.619 ,典型的深海和半深海生物沉积物 $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ 值为 0.319 ,而大洋中脊硅质岩则更低, $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ 值为 0.00815 。本文中的硅质岩的 $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ 接近于 0.619 ,表明这些硅质岩属于大陆型生物成因硅质岩而非热水成因硅质岩。

前人研究认为 Mn 含量也是判别硅质岩中硅质来源的重要指标之一, Mn 含量高是大洋硅质沉积的主要特点, Mn 含量低则表明是直接来自热泉中沉积的。但 Murray(1994)认为 Mn 在成岩过程中具有活动性,故 $\text{MnO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 或 MnO/TiO_2 比值作为沉积速率的指标剂或将 Mn 作为热液输入的示踪剂并不适宜,可用 $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ 代替 $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO})$,且 MnO 含量远低于 Fe_2O_3 和 Al_2O_3 ,对最终结果并无影响。本区硅质岩 $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ 的值为 $0.324 \sim 0.902$,大部分 >0.5 ,位于大洋盆地($0.4 \sim 0.7$)和大陆边缘硅质岩($0.5 \sim 0.9$)的范围中,说明硅质岩形成环境与洋中脊无关,可能形成于大陆边缘到大洋盆地的过渡地带。在 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ 图解(图2)上,研究区硅质岩全部投影在大陆边缘与大洋盆地,也表明硅质岩形成环境与洋中脊无关。

表 1 钦州板城地区硅质岩主量元素/wt %和微量元素/ 10^{-6} 分析数据表Table 1 Major / wt % and trace / 10^{-6} element contents of cherts from Bancheng of Qinzhou, Guangxi

样 品	BS-1	BS-2	BS-3	BS-4	BS-5	BS-6	BS-11	BS-12
主量元素								
SiO ₂	90.07	96.66	95.84	96.45	95.86	93.24	88.34	88.53
TiO ₂	0.07	0.02	0.02	0.02	0.03	0.10	0.18	0.21
Al ₂ O ₃	4.23	0.91	0.75	0.83	1.44	2.71	4.47	5.93
Fe ₂ O ₃ T	2.20	1.23	1.33	1.73	1.25	1.97	3.25	0.64
MnO	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00
CaO	0.03	0.03	0.55	0.05	0.02	0.02	0.02	0.01
MgO	0.20	0.04	0.06	0.05	0.07	0.22	0.30	0.41
K ₂ O	0.41	0.09	0.08	0.10	0.17	0.41	0.81	1.08
Na ₂ O	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.06	0.04	0.04
P ₂ O ₅	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.05	0.04
LOI	1.33	0.66	0.92	0.55	0.82	1.18	1.82	2.24
Total	98.65	99.69	99.60	99.85	99.71	99.95	99.28	99.14
微量元素								
Sc	3.58	0.98	0.713	2.104	1.498	2.524	3.825	4.314
V	20.58	4.565	3.297	7.723	5.234	10.68	17.7	19.16
Cr	14.59	6.817	9.655	25.19	8.028	9.714	12.02	13.16
Co	0.463	0.856	1.219	3.823	0.59	1.334	1.865	0.38
Ni	5.781	6.618	3.946	13.15	3.486	5.18	9.047	5.268
Ga	2.878	0.614	0.795	0.779	1.076	2.831	5.499	7.353
Ge	1.912	1.569	1.333	1.403	1.424	2.062	2.195	1.59
Rb	16.34	3.787	2.68	4.247	7.463	17.01	41.18	51.83
Sr	22.37	21.82	39.08	18.73	32.39	33.8	30.75	30.32
Y	3.354	0.835	0.92	1.833	1.576	6.842	11.66	11.15
Zr	20.16	3.724	4.368	6.968	8.454	20.35	45.21	46.1
Nb	1.607	0.311	0.349	0.413	0.742	2.018	4.4	4.723
Cs	0.902	0.282	0.334	0.345	0.484	1.168	2.808	2.095
Ba	145.2	104.8	118.9	94.86	176.6	131.5	282.8	291.5
La	3.292	1.837	1.957	2.638	4.046	7.378	16.86	12.44
Ce	7.331	2.601	2.862	3.108	6.104	18.16	33.44	30.35
Pr	0.591	0.396	0.474	0.452	0.805	1.911	4.451	2.866
Nd	1.987	1.524	1.833	1.579	2.791	7.384	17.19	10.93
Sm	0.34	0.265	0.336	0.272	0.482	1.136	3.32	2.313
Eu	0.069	0.047	0.056	0.043	0.078	0.179	0.56	0.433
Gd	0.333	0.188	0.216	0.218	0.323	0.997	2.7	2.127
Tb	0.068	0.028	0.032	0.042	0.056	0.181	0.425	0.357
Dy	0.461	0.154	0.155	0.261	0.304	1.088	2.226	1.967
Hb	0.106	0.028	0.028	0.054	0.06	0.231	0.404	0.385
Er	0.329	0.076	0.076	0.164	0.172	0.631	1.047	0.991
Tm	0.053	0.012	0.011	0.027	0.031	0.094	0.154	0.15
Yb	0.372	0.079	0.073	0.169	0.218	0.631	0.999	0.964
Lu	0.058	0.013	0.011	0.028	0.033	0.098	0.155	0.15
Hf	0.471	0.095	0.105	0.188	0.215	0.57	1.216	1.238
Ta	0.097	0.021	0.022	0.032	0.055	0.136	0.331	0.35
Th	1.601	0.353	0.406	0.671	0.896	1.882	5.03	5.311
U	0.545	0.12	0.298	0.458	0.278	0.388	0.537	0.949
Fe ₂ O ₃ /TiO ₂	29.953	81.023	82.831	88.003	36.526	20.633	18.393	3.127
Al ₂ O ₃ /(Al ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃)	0.658	0.424	0.360	0.324	0.536	0.579	0.579	0.902
Al/(Al+Fe+Mn)	0.748	0.526	0.462	0.422	0.640	0.680	0.682	0.921
Si/(Si+Al+Fe)	0.933	0.980	0.981	0.977	0.973	0.952	0.920	0.935
Ce/Ce*	1.271	0.745	0.728	0.686	0.824	1.184	0.945	1.244
(La/Yb) _{shale}	0.844	2.102	2.647	1.402	1.824	1.120	1.618	1.234

Fe₂O₃T为全铁。

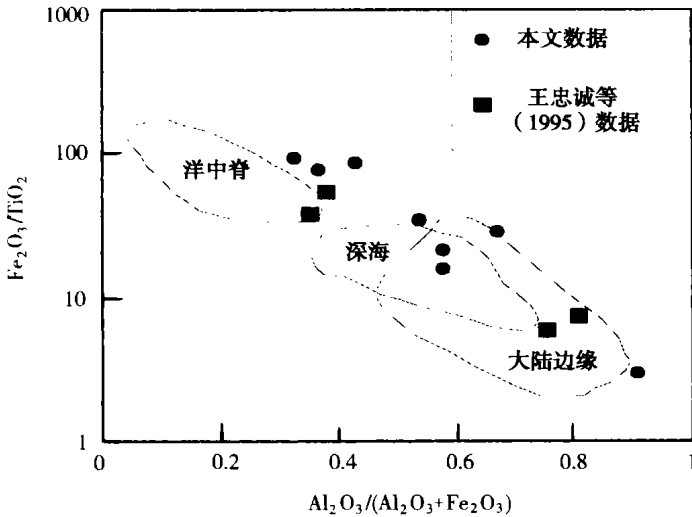


图2 石梯水库硅质岩 Fe_2O_3/TiO_2 对 $Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ 图解 (仿 Murray, 1994)

Fig. 2 Fe_2O_3/TiO_2 vs. $Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ diagram of cherts from the Shiti Reservoir

(2) 稀土元素

硅质岩中的稀土很少受沉积后作用的影响,暗示在硅质岩的地球化学特征之中,稀土元素是对古海洋地理或构造恢复的一个较好工具。用来有效判别硅质岩形成环境的参数主要有 Ce/Ce^* 及北美页岩平均值 (NASC) (Gromet et al., 1984) 标准化的 $(La/Yb)_{shale}$ (北美页岩标准化,下同) 比值 (Murray, 1994; Murray et al., 1991a, 1991b, 1992a, 1992b, 1992c)。Murray et al. (1991a) 研究表明:加利福尼亚弗朗西斯杂岩的硅质岩相当于大陆边缘沉积, Ce/Ce^*

为 0.67 ~ 1.35, 平均为 1.09, 轻、重稀土没有分异;深海平原硅质岩 Ce/Ce^* 为 0.50 ~ 0.76, 平均为 0.60, 有明显的轻稀土亏损;洋脊及两翼 (0 ~ 85 km) 硅质岩的 Ce/Ce^* 为 0.22 ~ 0.38, 平均为 0.30, 轻稀土明显亏损。Murray et al. (1990, 1991a) 研究认为,从大陆边缘—深海平原—大洋中脊,硅质岩的稀土总量具有正态分布的特点;轻稀土元素则由弱富集逐渐变为明显亏损。在大陆边缘, $(La/Yb)_{shale}$ 平均值为 1.1 ~ 1.4;在洋脊附近, $(La/Yb)_{shale}$ 平均值只有 0.3 左右;深海平原硅质岩的 $(La/Yb)_{shale}$ 介于上述两者之间。

本文硅质岩的稀土元素总量为 $(7.248 \sim 83.931) \times 10^{-6}$, 明显低于沉积岩类粘土质岩石的稀土元素总量即 $(200 \sim 400) \times 10^{-6}$, 说明硅质岩的稀土元素来源主要是吸附海水中的稀土元素,同时有少量的粘土质岩石的稀土元素。硅质岩的北美页岩平均值标准化及球粒陨石标准化图解见图3。从图中发现:在页岩标准化图中,轻稀土相对于重稀土没有富集,轻微 Eu 亏损,基本无 Ce 异常;在球粒陨石标准化图中,轻稀土相对于重稀土富集,轻微 Eu 亏损, Ce 异常有两种:轻微正异常和轻微负异常。这些稀土元素分布图与大陆边缘硅质岩的 REE 分布十分类似。研究区硅质岩的 $(La/Yb)_{shale}$ 为 0.844 ~ 2.647, Ce/Ce^* 为 0.698 ~ 1.289, 也与大陆边缘硅质岩的值一致,表明硅质岩的沉积环境为大陆边缘。

Murray (1994) 还提出使用 $(La/Ce)_{shale}$ 及 $(La/Ce)_{shale}$ 对 $Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ 图解来判别硅质岩的形成环境。洋中脊附近硅质岩 $(La/Ce)_{shale}$ 大约为 3.5, 大洋盆地硅质岩 $(La/Ce)_{shale}$ 为 1.0 ~ 2.5, 大陆边缘硅质岩 $(La/Ce)_{shale}$ 为 0.5 ~ 1.5。研究区硅质岩的 $(La/Ce)_{shale}$ 为 0.822 ~ 1.430, 与大陆边缘硅质岩一致,有一部分与大洋盆地硅质岩重叠。 $(La/Ce)_{shale}$ 对 $Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ 判别图能将洋脊与大陆边缘和深海盆地的硅质岩区分开来。本文硅质岩在这个图上投入大陆边缘和深海盆地沉积环境(图4)。

(3) 微量元素

虽然目前系统的硅质岩微量元素研究资料还较少,难以进行系统的对比研究,但从以往研究硅质岩微量元素文献 (Murray et al., 1991a; 王忠诚等,1995; Grty et al., 1996;李献华,2000) 中可发现主要采用 Ba、Th、Sc、U、Ti、V 和 Y 等元素。

在热液活动的海水中 Ba 与 SiO₂ 通常呈正相关 (Corliss, 1979), Ba 也赋存在生物大量繁殖的海域 (Falkner et al., 1992), 一般地说, 单纯生物成因的硅质岩含有较高的 Ba (王忠诚等,1995)。本文硅质岩的 Ba 含量较高,均大于 100 ×10⁻⁶。结合前述的主量元素及稀土元素分析,可说明硅质岩是生物成因的。

本文硅质岩的 Th/Sc 和 Th/U 比值分别为 0.36~1.315 和 1.362~9.367,但大部分 Th/Sc 和 Th/U 的值分别 < 0.8 和 < 6, 结合 Al₂O₃/TiO₂ 值及稀土元素模式,表明物源区为老的上地壳,同时还伴有深成岩 (据平均成份判别,见 Grty et al., 1996)。

李献华 (2000) 通过总结 Murray et al. (1991a) 发表的资料,认为在洋中脊和大洋盆地的硅质岩的 V 含量明显高于大陆边缘硅质岩,而 Y 含量则相反,因此洋中脊和大洋盆地硅质岩的 V/Y 明显高于大陆边缘硅质岩。在 Ti-V 相关图上 (图 5 左), 本文硅质岩 V < 21 ×10⁻⁶, Ti/V = 11~49, 与大陆边缘硅质岩 (V 20 ×10⁻⁶, Ti/V 40) 接近, 明显不同于洋中脊硅质岩 (V 42 ×10⁻⁶, Ti/V 7) 和大洋盆地硅质岩 (V 38 ×10⁻⁶, Ti/V 25)。在 V/Y 对 Ti/V 相关图上 (图 5 右), 研究区硅质岩从大陆边缘到接近大洋盆地和洋中脊, 但主要分布在大陆边缘附近。结合前面的主量元素和稀土元素分析, 表明这些晚泥盆世放射虫硅质岩中 Si 除有大陆地壳物质的输入以外, 可能还有部分来自于海水, 形成环境可能为大陆边缘与大洋盆地的过渡地带。

(4) 硅质岩的成因与古特提斯的关系

前述主量元素、稀土元素和微量元素特征表明研究区的晚泥盆世硅质岩形成于大陆边缘与大洋盆地的过渡地带, 以陆源物质输入为主, 明显不同于大陆裂谷硅质岩 (赵江天等, 1999)。在北祁连山大陆裂谷硅质岩中, 稀土元素总量较高, 平均值为 210 ×10⁻⁶, (La/

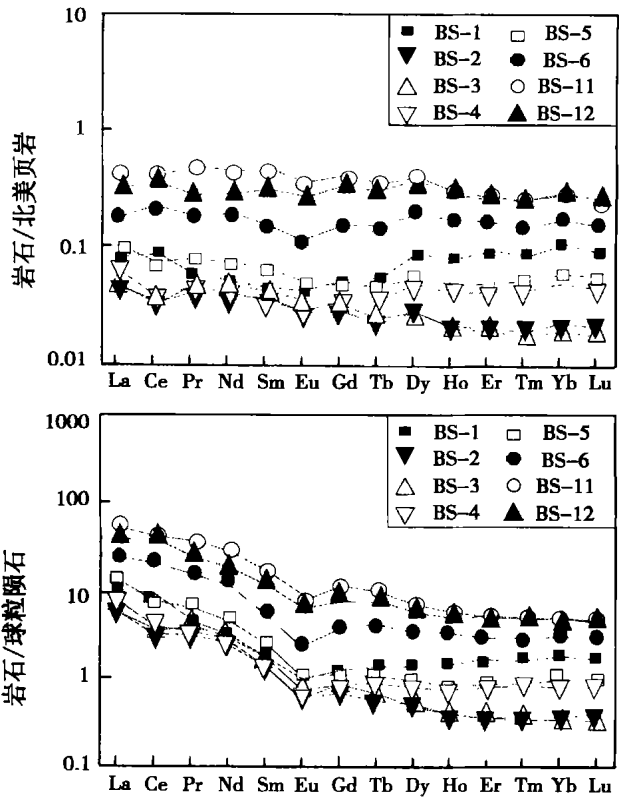


图3 石梯水库硅质岩的北美页岩平均值标准化及球粒陨石标准化稀土元素图解

Fig. 3 North American shale- and chondrite-normalized rare earth elements patterns of cherts from the Shiti Reservoir

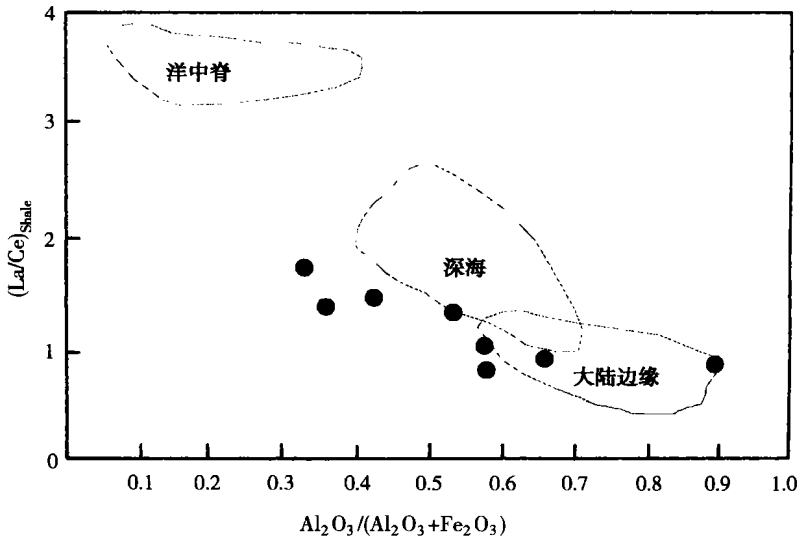


图4 石梯水库硅质岩 $(La/Ce)_{Shale}$ 对 $Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ 判别图
(仿 Murray, 1994)

Fig. 4 $(La/Ce)_{Shale}$ vs. $Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ diagram
of cherts from the Shiti Reservoir

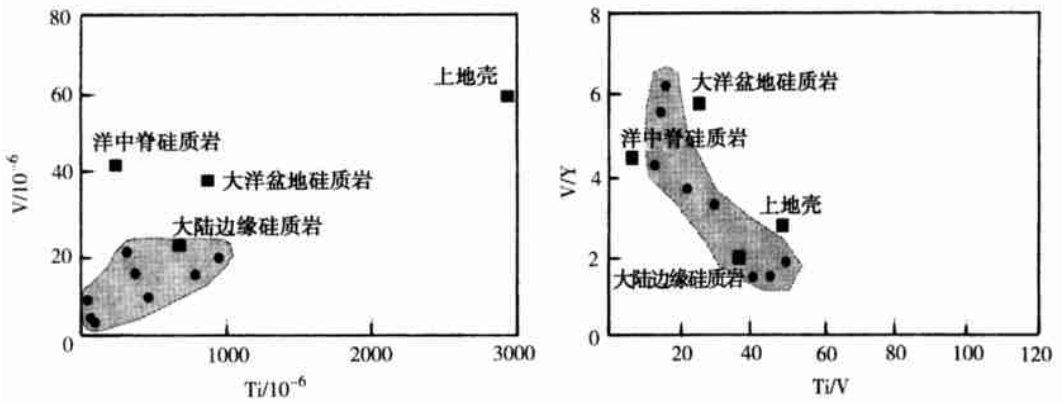


图5 石梯水库硅质岩的 Ti-V(左)和 V/ Y-Ti/V(右)相关图
(仿李献华, 2000; 洋中脊、大洋盆地和大陆边缘硅质岩资料引自 Murray et al., 1991a, 上地壳组成引自 Taylor and McLannan, 1985)

Fig. 5 Ti-V (left) and V/ Y-Ti/V (right) plots of cherts from the Shiti Reservoir

$(Yb)_{shale}$ 平均值为 4.3, 而研究区的硅质岩稀土元素总含量平均值 $< 30 \times 10^{-6}$, $(La/Yb)_{shale}$ 平均值也 < 2 。对华南是否存在古特提斯洋一直争论不休, 关键在于是否存在大洋以及如何找到大洋存在的判别标志。在桂东南的研究中, 一方面以走向北东、延长近 400 km、宽度为 20 ~ 75 km 的海西-印支期花岗岩带为特征, 另一方面, 在钦州小董-板城连续存在晚泥盆世至晚二叠世含放射虫的硅质岩。根据这些硅质岩的放射虫是深水产物, 有人认为是桂东南存在古特提斯洋, 这个洋可能经粤北、湘南到赣东北, 横穿扬子板块与华夏

板块后可达日本(吴浩若等,1994a,1994b)。我们对钦州晚泥盆世硅质岩的研究证明其 Ce/Ce^* 无明显的负异常,不属于大洋盆地的产物,其它的地球化学特征也与大洋盆地硅质岩的地球化学特征不符,表明至少在晚泥盆世时,在桂东南还没有存在大洋,即:那时在华南板块与扬子板块之间不存在古特提斯洋。

4 结 论

(1) 石梯水库硅质岩主量元素及 $Si/(Si + Al + Fe)$ 、 $Al/(Al + Fe + Mn)$ 和 $Fe_2O_3/TiO_2-Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ 的研究表明这些硅质岩属于大陆型生物成因硅质岩而非热水成因硅质岩,形成环境与洋中脊无关。

(2) 硅质岩的稀土元素页岩标准化图解及球粒陨石标准化图解表明硅质岩的沉积环境为大陆边缘, $(La/Ce)_{shale}$ 对 $Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ 判别图及无明显的 Ce 异常表明硅质岩形成于大陆边缘和深海盆地之间的过渡环境。

(3) 石梯水库硅质岩 Ti 对 V 相关图和 V/Y 对 Ti/V 相关图表明这些硅质岩形成环境可能为大陆边缘与大洋盆地的过渡地带。

(4) 硅质岩的主量元素、微量元素和稀土元素的研究表明这些晚泥盆世放射虫硅质岩中 Si 除有大陆地壳物质的输入以外,可能还有部分来自海水,形成环境可能为大陆边缘与大洋盆地的过渡地带,同时也表明至少在晚泥盆世时,在桂东南还没有大洋,即在华南板块与扬子板块之间不存在古特提斯洋。

致谢 样品的分析处理过程中得到了刘颖、涂湘林、胡光黔和曾文等工程师的帮助,表示衷心感谢。

参 考 文 献

- 广西壮族自治区地质矿产局. 1985. 广西壮族自治区区域地质志. 北京:地质出版社. 1—853.
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Guangxi Zhuang Autonomous Region. 1985. Regional Geology of Guangxi Zhuang Autonomous Region. Beijing: Geological Publ. House. 1—853.
- 李献华. 2000. 赣东北蛇绿混杂岩带中硅质岩的地球化学特征及构造意义. 中国科学(D辑) 30(3): 284—290.
- Li Xianhua. 2000. Geochemistry of the Late Paleozoic radiolarian chert within the NE Jiangxi ophiolite melange and its tectonic significance. Science in China (Series D), 43(6): 617—624.
- 李日俊, 邝国敦, 吴浩若, 咸向阳. 1993. 钦州前陆盆地——关于钦州残余海槽的新认识. 广西地质, 16(3): 12—18.
- Li Yuejun, Kuang Guodun, Wu Haoruo and Xian Xiangyang. 1993. Qinzhou foreland basin—New understandings about the Qinzhou residual trough. Guangxi Geology, 16(3): 12—18.
- 刘颖, 刘海臣, 李献华. 1996. 用 ICP—MS 准确测定岩石样品中的 40 余种微量元素. 地球化学, 25(6): 552—558.
- Liu Ying, Liu Haichen and Li Xianhua. 1996. Simultaneous and precise determination of 40 trace elements in rock samples using ICP-MS. Geochimica, 25(6): 552—558.
- 马文璞. 1996. 华南陆域内古特提斯形迹、二叠纪造山作用和互换构造域的东延. 地质科学, 31(2): 105—113.
- Ma Wenpu. 1996. Paleotethys in South China, Permian orogeny and the eastwards extension of interchange domain. Chinese Jour. Geol. (formerly, Scientia Geologica Sinica), 31(2): 105—113.
- 任纪舜, 陈廷愚, 牛宝贵, 刘志刚, 刘凤任. 1990. 中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化与成矿. 北京: 科学出版社. 1—205.

- Ren Jishun, Chen Tingyu, Niu Baogui, Liu Zhigang and Liu Fengren. 1990. Tectonic Evolution of the Continental Lithosphere and Metallogeny in Eastern China and Adjacent Areas. Beijing: Science Press. 1—205.
- 王玉净. 1994. 广西钦州地区硅质岩及其放射虫化石组合带. 科学通报, 39(13): 1208—1210.
- Wang Yujing. 1994. Radiolarian assemblages and cherts in Qinzhou, Guangxi. Chinese Sci. Bull., 39(13): 1208—1210.
- 王玉净, 罗辉, 邝国敦, 李家骧. 1998. 广西钦州小董—板城上古生代硅质岩相地层. 微体古生物学报, 15(4): 351—366.
- Wang Yujing, Luo Hui, Kuang Guodun and Li Jiexiang. 1998. Late Devonian-late Permian strata of cherty facies at Xiaodong and Bancheng counties of the Qinzhou area, SE Guangxi. Acta Micropalaeontologica Sinica, 15(4): 351—366.
- 王忠诚, 吴浩若, 邝国敦. 1995. 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, 11(4): 449—455.
- Wang Zhongcheng, Wu Haoruo and Kuang Guodun. 1995. Geochemistry and origin of Late Paleozoic cherts in Guangxi and their explanation of tectonic environments. Acta Petrologica Sinica, 11(4): 449—455.
- 吴浩若, 咸向阳, 邝国敦, 李曰俊, 王忠诚. 1994a. 桂南晚古生代放射虫硅质岩及广西古特提斯的初步探讨. 科学通报, 39(9): 809—812.
- Wu Haoruo, Xian Xiangyang, Kuang Guodun, Li Yuejun and Wang Zhongcheng. 1994a. Late Paleozoic radiolarian cherts of southern Guangxi and the preliminary discussion of Paleoe-Tethys of Guangxi. Chinese Sci. Bull., 39(9): 809—812.
- 吴浩若, 咸向阳, 邝国敦. 1994b. 广西南部晚古生代放射虫组合及其地质意义. 地质科学, 29(4): 339—345.
- Wu Haoruo, Xian Xiangyang and Kuang Guodun. 1994b. Late Paleozoic radiolarian assemblages of southern Guangxi and its geological significance. Chinese Jour. Geol. (formerly, Scientia Geologica Sinica), 29(4): 339—345.
- 许靖华, 孙枢, 李继亮. 1987. 是华南造山带而不是华南地台. 中国科学(B辑), 10: 1107—1115.
- Hsü KJ, Sun Shu and Li Jiliang. 1987. Hunan Alps, not South China platform. Science in China (Series B), 10: 1107—1115.
- 张伯友, 石满全, 杨树锋, 陈汉林. 1995. 古特提斯造山带在华南两广交界地区的新证据. 地质论评, 41(1): 1—6.
- Zhang Boyou, Shi Manquan, Yang Shufeng and Chen Hanlin. 1995. New evidence of the Paleotethyan orogenic belt on the Guangdong-Guangxi border region, South China. Geol. Rev., 41(1): 1—6.
- 赵江天, 夏林圻, 夏相春, 徐学义. 1999. 北祁连山大陆裂谷硅质岩的稀土元素判别. 科学通报, 44(6): 665—669.
- Zhao Jiangtian, Xia Linqi, Xia Zuchun and Xu Xueyi. 1999. Rare earth element discrimination of cherts from continental rift in Northern Qilian Mountain. Chinese Sci. Bull., 44(6): 665—669.
- Aitchison J C and Flood P G. 1990. Geochemical constraints on the depositional setting of Paleozoic cherts from the New England orogeny, NSW, Eastern Australia. Marine Geology, 94: 79—95.
- Baltuck M. 1982. Provenance and distribution of Tethyan pelagic and hemipelagic siliceous sediments, Pindos Mountains, Greece. Sedimentary Geology, 31: 63—88.
- Bostrom K. 1973. The origin and fate of ferromanganous active ridge sediments. Stockholm Contribution to Geology, 27: 149—243.
- Corliss J B. 1979. Submarine thermal springs on the Galapagos rift. Science, 203: 1073—1083.
- Falkner K K, Klinkhammer G P, Bowers T S, Todd J F, Lewis B L, Landing W M and Edmond J M. 1992. The behavior of barium in anoxic marine waters. Geochim. Cosmochim. Acta, 57: 537—554.
- Grtzy G H, Ridge D L, Knack C, Johnson D and Al-Riyani R K. 1996. Provenance and depositional setting of Paleozoic chert and argillite, Sierra Nevada, California. Jour. Sedimentary Res., 66: 107—118.
- Gromet L P, Dymek R F, Haskin L A and Korotev R L. 1984. The "North American shale composition": its composition, major and trace element characteristics. Geochim. Cosmochim. Acta, 48: 2469—2482.
- Murray R W. 1994. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and application. Sedimentary Geology, 90: 213—232.
- Murray R W, Ten Brink M R B, Jones D L, Gerlach D C and Russ III G P. 1990. Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale. Geology, 18: 268—271.
- Murray R W, Ten Brink M R B, Jones D L, Gerlach D C and Russ III G P. 1991a. Rare earth, major and trace elements in chert from the Franciscan Complex and Monterey Group, California: assessing REE sources to fine-grained marine sediment.

- Geochim. Cosmochim. Acta, 55: 1875—1895.
- Murray R W, Ten Brink M R B, Brumsack H J, Gerlach D C and Russ III G P. 1991b. Rare earth elements in Japan Sea sediments and diagenetic behavior of Ce/Ce⁺: results from ODP Leg 127. Geochim. Cosmochim. Acta, 55: 2453—2463.
- Murray R W, Jones D L and Ten Brink M R B. 1992a. Diagenetic formation of bedded chert: evidence from chemistry of the chert-shale couplet. Geology, 20: 271—274.
- Murray R W, Ten Brink M R B, Brumsack H J, Gerlach D C, Russ III G P and Jones D L. 1992b. Interoceanic variation in the rare earth, major and trace element depositional chemistry of cherts: perspectives gained from the DSDP and ODP record. Geochim. Cosmochim. Acta, 56: 1897—1913.
- Murray R W, Ten Brink M R B, Jones D L, Gerlach D C and Russ III G P. 1992c. 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, 56: 2657—2671.
- Sugisaki R, Yamamoto K and Adachi M. 1982. Triassic bedded cherts in central Japan are nonpelagic. Nature, 298: 644—647.
- Taylor S R and McLennan S M. 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell. 1—312.
- Toyoda K, Nakamura Y and Masuda A. 1990. Rare earth elements of Pacific pelagic sediments. Geochim. Cosmochim. Acta, 54: 1093—1103.

GEOCHEMICAL FEATURES AND SEDIMENTARY SETTING OF LATE DEVONIAN CHERTS IN BANCHENG OF QINZHOU, GUANGXI

Deng Xiguang Li Xianhua Chen Zhigang

(Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640)

Abstract

There was a continuous profile of cherts in age of Late Devonian to Late Permian outcropping in Xiaodong-Bancheng of Qinzhou, Guangxi. The contents of major, trace and rare earth elements of the Late Devonian cherts from the Shiti Reservoir of Bancheng were analyzed, which showed the tectonic setting of continent, with SiO₂ being over 88%, Si/(Si + Al + Fe) > 0.92, Al/(Al + Fe + Mn) being near 0.619, and the REE pattern having no or very small Ce negative anomaly. Meanwhile, the discrimination diagrams of Fe₂O₃/TiO₂ vs. Al₂O₃/(Al₂O₃ + Fe₂O₃), (La/Ce)_{Shale} vs. Al₂O₃/(Al₂O₃ + Fe₂O₃), Ti vs. V and V/Y vs. Ti/V also suggested the cherts being formed in an environment from continental margin transitional to deep marine basin. These evidences indicated that the cherts, belonging to biogenesis, deposited in the transitional belt between continental margin and deep marine basin, which meant that there was not an ocean, namely, the Palaeo-Tethyan Ocean, occurring between the Huanan and Yangtze Blocks in Qinzhou area during Late Devonian.

Key Words Sedimentary setting, Geochemistry, Late Devonian cherts, Qinzhou of Guangxi