

# 黔南罗甸中晚泥盆世硅质岩类沉积环境 及其形成的大地构造背景

高军波<sup>1)</sup>, 杨瑞东<sup>1)</sup>, 郑禄林<sup>1)</sup>, 魏怀瑞<sup>1)</sup>, 程伟<sup>2)</sup>

1) 贵州大学资源与环境工程学院, 贵阳, 550025;

2) 贵州大学矿业学院, 贵阳, 550025

**内容提要:**黔南罗甸地区中晚泥盆世广泛发育深水相沉积硅质岩、灰岩,其建造类型明显不同于增生型或岛弧型硅质岩,属于一种特殊的硅质岩建造类型。对罗甸蒙江(中、上泥盆统)和过石寨(中泥盆统)42件硅质岩类样品进行岩石学、矿物学以及主量和稀土元素地球化学研究,结果表明,中泥盆世硅质沉积物  $Al_2O_3$  (0.62%~22.1%)、 $TiO_2$  (0.01%~0.84%)、 $Fe_2O_3$  (0.41%~10.5%)、 $\sum REE$  ( $7.87 \times 10^{-6} \sim 319 \times 10^{-6}$ )、 $Ce/Ce^*$  (0.51~0.96) 值整体偏高,而  $Y/Ho$  值 (26.6~37.0, 平均 30.8) 和  $(La/Ce)_N$  值 (1.06~1.99, 平均 1.28) 相对较低。晚泥盆世硅质沉积物的  $Al_2O_3$  (2.42%~10.6%)、 $TiO_2$  (0.06%~0.43%)、 $Fe_2O_3$  (0.62%~2.65%)、 $\sum REE$  ( $28.7 \times 10^{-6} \sim 163 \times 10^{-6}$ )、 $Ce/Ce^*$  (0.45~0.82) 值则相对偏低,而  $Y/Ho$  值 (28.2~36.7, 平均 34.2) 和  $(La/Ce)_N$  值 (1.34~2.34, 平均 1.82) 相对升高。除去  $SiO_2$  稀释作用影响,区内硅质沉积物稀土元素含量及来源变化均大,其中上泥盆统硅质沉积物中 ( $\sum REE+Y$ ) 除部分来自陆源碎屑外,更多地从海水中获取。结合  $Al_2O_3/TiO_2-Al(Al+Fe+Mn)$ 、 $Al-Fe-Mn$  和  $(\sum REE+Y)-SiO_2/Al_2O_3$  图解,以及主量和稀土元素地球化学特征,认为罗甸中晚泥盆世硅质沉积物为正常海相沉积,从中泥盆世到晚泥盆世,沉积环境已由较为局限的边缘裂谷盆地向开阔的边缘裂谷盆地转化。这对深刻认识水城-紫云-南丹晚古生代裂陷盆地,以及右江盆地在中晚泥盆世的发展、演化过程均具有重要意义。

**关键词:** 硅质沉积物; 沉积环境; 构造背景; 中上泥盆统; 罗甸; 贵州

硅质岩常被用来研究古环境变化及构造演化 (Sugisaki et al., 1982; Adachi et al., 1986; Yamamoto, 1987; Murray et al., 1991, 1992; Murray, 1994; Li Xianhua, 2000; Koto et al., 2002; Sugitani et al., 2002; Rimmer, 2004; Chakrabarti et al., 2012; Thurston et al., 2012; Fan Haifeng et al., 2013; Ma Wenxin et al., 2014), 对古特提斯洋的再造也有很好的指示意义 (Ding Lin et al., 1995; Wang Zhongcheng et al., 1995; Hara et al., 2010; Thassanapak et al., 2011; Huang Hu et al., 2013)。Huang Hu et al. (2013) 对桂西一带硅质岩研究, 认为晚古生代右江盆地属古特提斯洋的一部分, 这为深入研究右江盆地演化提供了重要证据。呈北西—南东向展布于贵州西北部及广西北部的水城-紫云-南丹深大断裂是右江盆地北缘重要的边界断裂, 其规模大, 活动周期

长。泥盆纪时期, 沿水城-紫云-南丹深大断裂控制的裂陷盆地中沉积了大面积硅质岩、硅质泥岩及硅质岩-灰岩建造, 其类型明显不同于增生型 (Murray et al., 1991) 及岛弧型硅质岩 (Sugitani et al., 2002), 属于一种特殊的硅质岩建造类型。硅质岩作为化学或生物化学沉积岩, 其本身就具有良好的地球化学继承性, 不同类型成因硅质岩可以很好地记录与之相关的沉积环境变化、盆地演化、热液及生物活动等地质信息, 对它们的沉积学、地球化学进行研究, 可以间接揭示岩石成因及沉积-构造环境演化。

## 1 地质背景及样品特征

水城-紫云-南丹深大断裂作为上扬子克拉通内盆地与克拉通边缘裂陷盆地的一条重要的边界断裂, 包括该断裂在内的整个右江盆地都是经晚志留世加里东运动抬升剥蚀、准平原化之后再次裂陷而

注: 本文为贵州大学人才引进项目(贵大人基合字(2014)54号)、贵州省科技合作计划项目(黔科合 LH 字[2015]7663号)和国家自然科学基金项目(编号 41503030)联合资助成果。

收稿日期: 2015-07-03; 改回日期: 2016-02-29; 责任编辑: 周健。

作者简介: 高军波, 男, 1985年生。博士, 副教授, 从事沉积岩与沉积矿床教学与科研工作。Email: gaojunbo1985@126.com。通讯作者: 杨瑞东, 1964年生, 教授, 博士生导师。Email: rdyang@gzu.edu.cn。

形成的(Du Yuansheng et al., 2009),是在台地基础之上经裂陷作用演化而来的特殊的盆地类型。随着早中泥盆世古特提斯洋的张开(Hara et al., 2010),右江盆地中形成了一系列北西向的裂陷带(Zeng Yunfu et al., 1992; Chen et al., 2006; Du Yuansheng et al., 2009),构成了特殊的浅水台地(象州型)和深水台沟(南丹型)相间排列的古地理格局。晚古生代时期,水城-紫云-南丹深大断裂控制的裂陷盆地内部沉积了大面积硅质岩、硅质泥岩、泥灰岩和含硅-碳质灰岩建造(图 1a)。此建造类型在广西南丹-河池、贵州紫云及普安一带泥盆系、石炭系和二叠系中也有分布(Huang Hu et al., 2012),代表了一种特殊环境背景下沉积的产物。

本文选取的罗甸过石寨剖面(上泥盆统响水洞组和中泥盆统火烘组,地理坐标:106°33'25",25°19'7.6")和蒙江剖面(上泥盆统响水洞组,地理坐标:

106°39'31.7",25°22'35.2")(图 1b)在大地构造位置上,处于水城-紫云-南丹深大断裂控制的裂陷盆地中部,剖面岩层露头出露良好,地层沉积连续。剖面沉积序列详述如下,过石寨剖面(图 2b):底部以黑色页岩为主。页岩层理发育,层面上见竹节石化石,页岩单层厚约 2~5 cm(图 3a),往上为层理较为发育的硅质泥岩、碳质页岩与硅质岩、石英砂岩互层,泥(页)岩一般厚约 2~10 cm,硅质岩、石英砂岩厚约 5~30 cm(图 3b)。再往上以致密、粘结性较强的黑色硅质泥(页)岩夹少量钙质泥岩薄层或透镜体为主,偶夹风化呈黄色粒状的页岩,可能是含砷硫化物氧化导致的结果。一般高碳质泥(页)岩、硅质泥岩主要产在硅质岩或石英砂岩之上下,高碳质泥(页)岩、硅质泥岩中硫化物因氧化常在其表面形成亮黄色粒状集合体。顶部为一层白色凝灰岩,凝灰岩岩性致密、粘结性强。

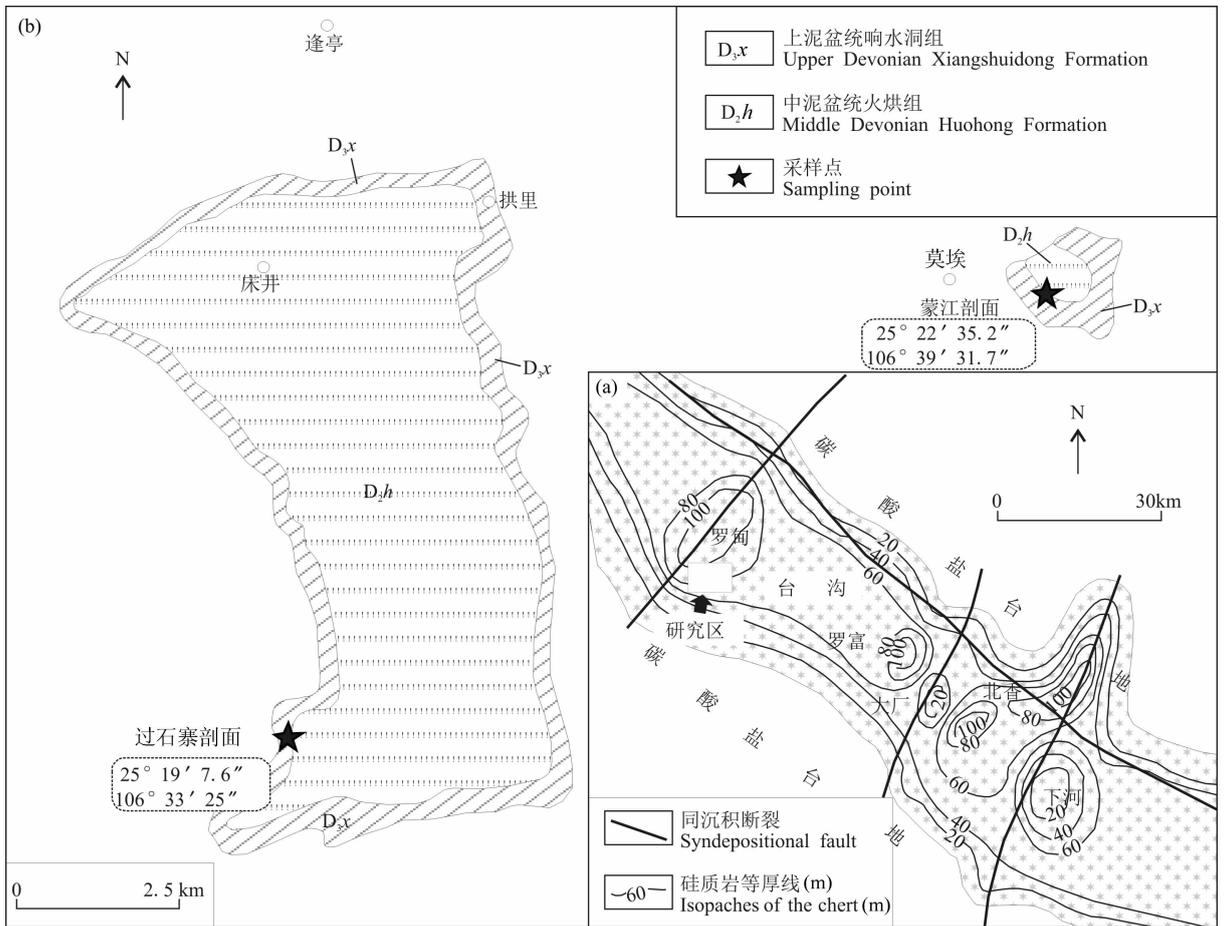


图 1 研究区区域地质背景与地理位置图

Fig. 1 Regional geological map and sections location of study area in Luodian County, Guizhou Province

(a) 丹池盆地上泥盆统硅质岩等厚线(m)及其与同沉积断裂的关系(据 Chen Hongde et al., 1989);(b) 研究区地理位置图

(a) Relationship of the depositional isopachs (m) of siliceous sediments of Liujiang Formation with the syndepositional faulting in the Danchi basin (modified after Chen Hongde et al., 1989);(b) maps showing the location of the study area in Luodian County

蒙江剖面(图 2a):底部为中泥盆统火烘组(D<sub>2</sub>h),岩性以黑色、灰黑色薄—中层状硅质岩夹中层状硅质泥岩、灰岩为主。上泥盆统响水洞组(D<sub>3</sub>x)为薄—中层状黑色硅质岩、硅质泥岩与深灰色中厚层灰岩互层产出(图 3c),底部灰岩层相对较厚,硅质岩层产出相对较少,往上灰岩层逐渐变薄、增多,

与硅质岩呈密集互层状产出。

这些硅质沉积物主要由大量碎片状石英颗粒及黑色有机质组成。纹层状硅质岩由微细粒石英呈细条带状和黑色有机质互层组成(图 3d)。少数硅质岩样品中含放射虫(图 3e)和海绵骨针化石(图 3f),但其含量普遍较低。

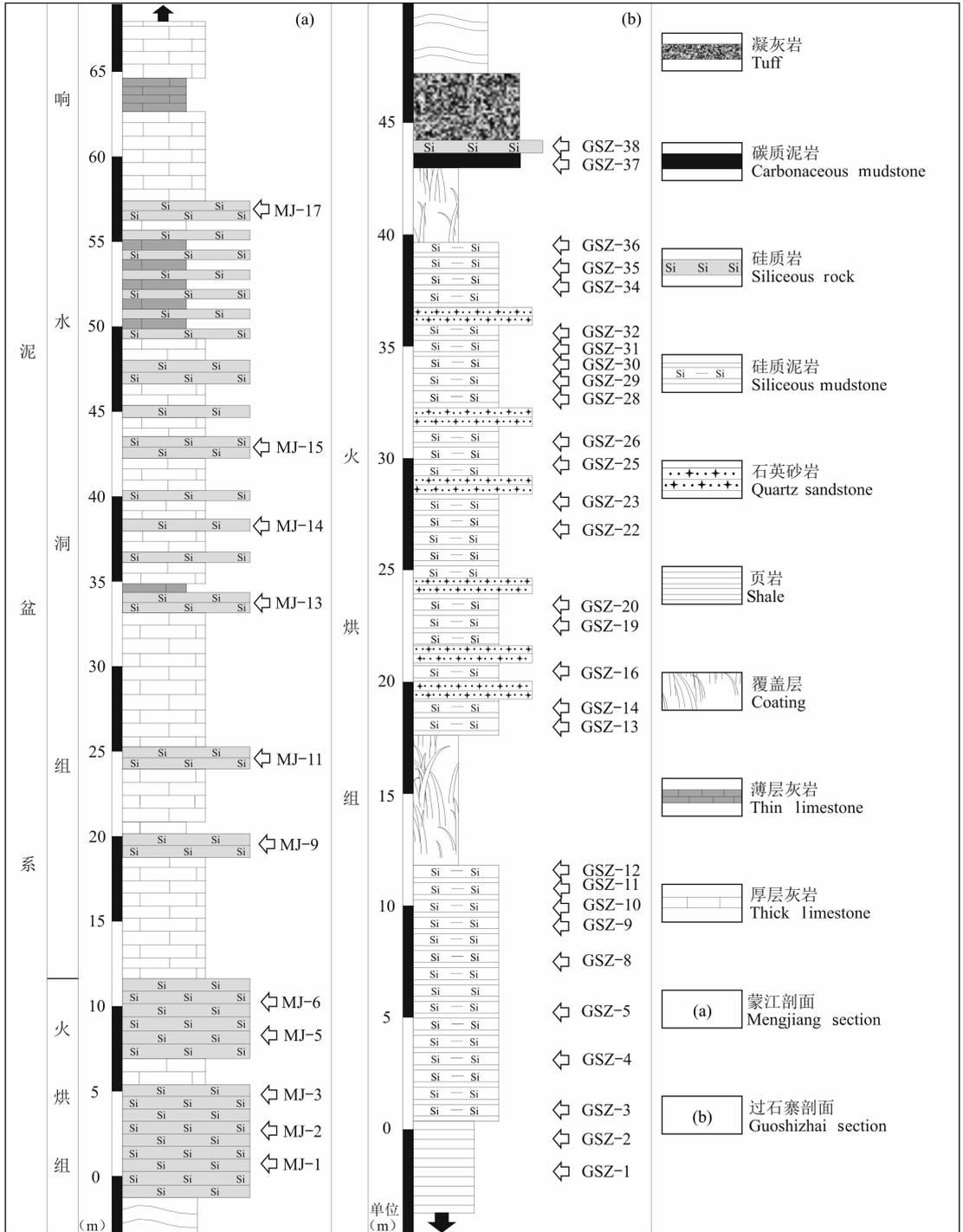


图 2 贵州罗甸中上泥盆统沉积地层柱状图及硅质沉积物样品分布

Fig. 2 Stratigraphic column of the Luodian Middle-Upper Devonian sections and sampling location of siliceous sediments

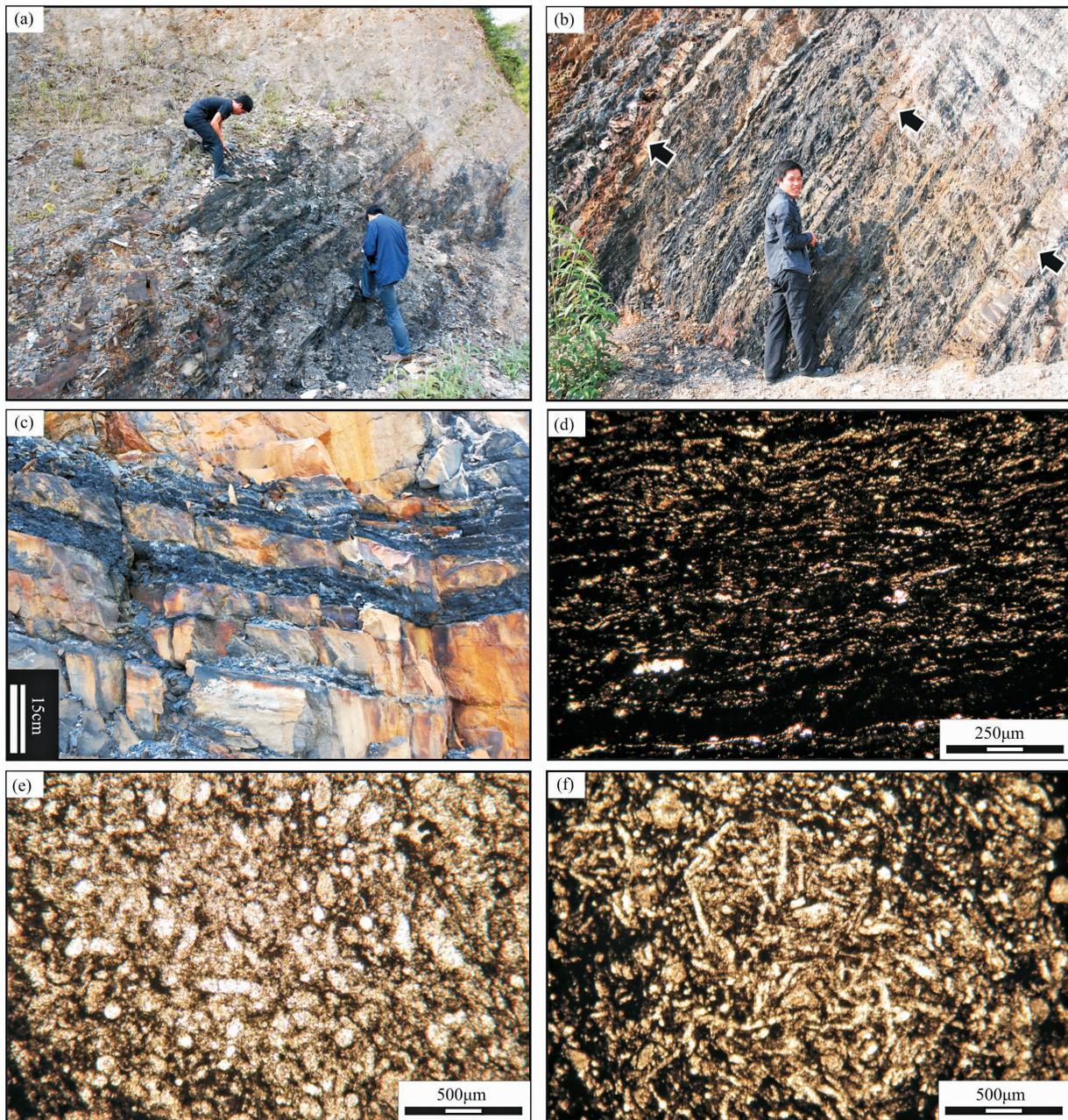


图 3 罗甸中上泥盆统硅质岩类的岩石共生组合及岩相学特征

Fig. 3 Petrologic association and lithofacies characteristics of the Middle-Upper Devonian siliceous sediments in Luodian  
 (a) — Carbonaceous shale; (b) — the bedded cherts intercalated by quartz sandstone; (c) — siliceous sediments intercalated by limestones;  
 (d) — siliceous sediments mainly consist of banded microcrystalline quartz and black organic matter (cross-polarized light); (e) — siliceous  
 sediments with a little radiolarians (cross-polarized light); (f) — siliceous sediments with a little sponge spicules (cross-polarized light)

## 2 采样及测试方法

通过对罗甸蒙江和过石寨两条剖面的详细观察,由底至顶共采集新鲜的岩石样品 42 件,包括过石寨火烘组(D<sub>2</sub>h)31 件和蒙江响水洞组(D<sub>3</sub>x)6 件、火烘组(D<sub>2</sub>h)5 件,样品主要为硅质岩、硅质泥岩。

样品主量和稀土元素分析测试在广州澳实分析检测中心完成。常量元素:首先在制备好的粉样中加入 Li<sub>2</sub>B<sub>4</sub>O<sub>7</sub>-LiBO<sub>2</sub>助熔物,充分混合后,于 1000℃ 熔融。熔融物冷却后加入稀 HNO<sub>3</sub>和稀 HCl 溶解,然后用电感耦合等离子体发射光谱仪采用 ME-ICP06 方法定量测试。各项元素的分析精度(RSD)

分别为  $\text{SiO}_2$ : 0.8%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ : 0.5%;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ : 0.4%;  $\text{MgO}$ : 0.7%;  $\text{TiO}_2$ : 0.9%;  $\text{P}_2\text{O}_5$ : 0.8%;  $\text{CaO}$ : 0.6%;  $\text{Na}_2\text{O}$ : 0.3%;  $\text{K}_2\text{O}$ : 0.4%;  $\text{MnO}$ : 0.7%。烧失量分析方法为,将制备好的定量样品放入马弗炉中,于  $1000^\circ\text{C}$  加热 1 h,等冷却后称重,样品加热前后的重量差即是烧失百分比。稀土元素分析采用  $\text{HF}+\text{HNO}_3$  密封溶解,然后加入 Rh 内标溶液,再用 1%  $\text{HNO}_3$  定容,以电感耦合等离子体质谱仪采用 ME-MS81 方法定量测试,分析精度优于 5%。稀土元素页岩标准值引自 Taylor et al. (1985)。  $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 2\text{Ce}_N/(\text{La}_N + \text{Pr}_N)$ ,  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 2\text{Eu}_N/(\text{Sm}_N + \text{Gd}_N)$  (N 为 PAAS 标准化)。

56.1%~94.7%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ : 0.62%~22.1%,  $\text{TiO}_2$ : 0.01%~0.84%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ : 0.41%~10.5%,  $\text{MgO}$ : 0.07%~3.66%。蒙江响水洞组硅质沉积物  $\text{SiO}_2$  含量为 50.2%~75.6%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ : 2.42%~10.6%,  $\text{TiO}_2$ : 0.06%~0.43%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ : 0.62%~2.65%,  $\text{MgO}$ : 0.36%~1.1%。两者相比,过石寨和蒙江火烘组硅质沉积物的  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  和  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  含量较蒙江响水洞组硅质沉积物普遍偏高(图 4a,b,c)。

### 3 地球化学特征及沉积环境分析

#### 3.1 主量元素特征

对罗甸过石寨和蒙江中泥盆统火烘组和蒙江上泥盆统响水洞组硅质沉积物样品进行主量元素测试,结果见表 1。火烘组硅质沉积物  $\text{SiO}_2$  含量为

正常海相沉积硅质岩的 Al、Ti、Fe 及 REE 含量相对较为稳定 (Murray et al., 1992; Murray, 1994),因此,可利用  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ - $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  及  $(\text{La}/\text{Ce})_N$ - $\text{Al}(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$  图解进行硅质岩成因研究和环境判别。通常情况下,硅质岩  $\text{Al}_2\text{O}_3$  及  $\text{TiO}_2$  含量变化常被用来判别其成岩过程中陆源物质混入的程度,随着陆源物质加入比例增大其含量随之升高。罗甸蒙江和过石寨火烘组硅质沉积物  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量为 0.62%~22.1%,平均 14.6%;  $\text{TiO}_2$  含量为 0.01%~0.84%,平均 0.52%。蒙江

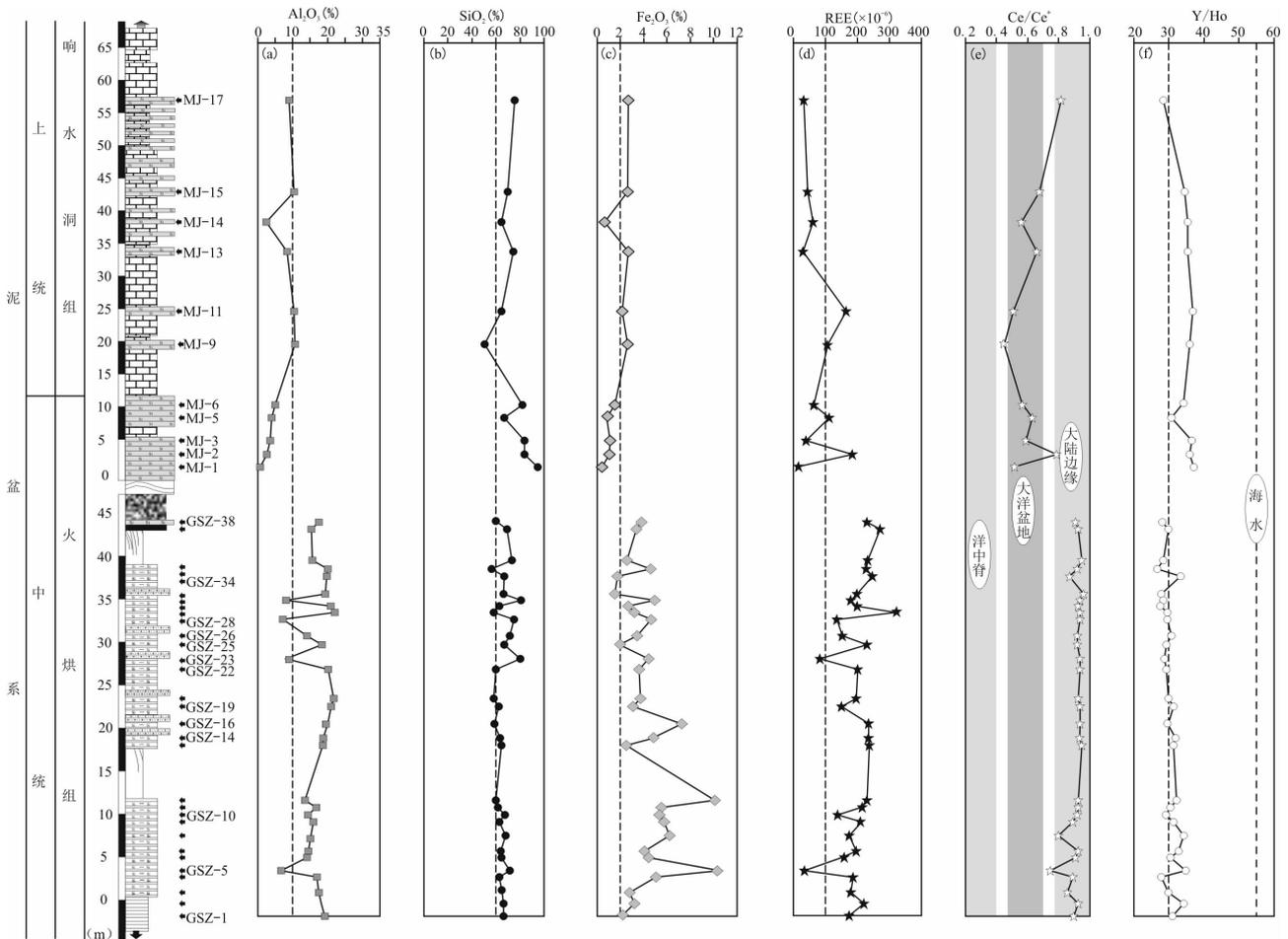


图 4 罗甸中上泥盆统硅质沉积物地球化学特征

Fig. 4 Geochemical characteristics of siliceous sediments from Middle-Upper Devonian in Luodian County, Guizhou

表 1 贵州罗甸中上泥盆统硅质沉积物主量元素分析结果(%)及参数特征

Table 1 Major element of siliceous sediments from Middle-Upper Devonian in Luodian County, Guizhou (%)

元素	MJ-1	MJ-2	MJ-3	MJ-5	MJ-6	MJ-9	MJ-11	MJ-13	MJ-14	MJ-15	MJ-17	GSZ-1	GSZ-2	GSZ-3	GSZ-4	GSZ-5	GSZ-6	GSZ-7	GSZ-8	GSZ-9	GSZ-10
SiO <sub>2</sub>	94.7	83.2	83.2	66.8	81.5	50.2	64.2	74.1	64.1	69.7	75.6	66.2	65.8	64.9	62.7	71.5	64.3	63.8	67.6	62.6	67.4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.62	2.6	3.49	3.97	4.99	10.6	10.45	8.4	2.42	10.45	9.03	19.22	18.25	17.5	17	6.72	14.15	14.55	15.25	15.9	14.4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.41	1.06	1.09	0.83	1.52	2.58	2.15	2.65	0.62	2.62	2.65	2.07	3.21	2.8	5.06	10.5	4.38	4.06	6.19	5.76	5.36
CaO	2	3.71	2.81	11.55	2.06	14.55	4.32	1.08	17.3	0.7	0.62	0.05	0.02	0.18	0.26	0.26	0.06	0.14	0.19	0.08	0.04
MgO	0.07	0.25	0.79	0.43	0.57	1.08	0.76	0.77	0.36	1.1	0.91	0.98	0.88	0.98	1.69	3.66	1.54	1.32	1.27	1.67	1.33
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	0.06	—	0.01	0.01	0.01	0.02	0.07	0.09	0.17	0.06	0.08	0.03	0.12	0.06	0.08	0.06
K <sub>2</sub> O	0.09	0.48	0.51	0.68	1.16	1.76	0.99	1.64	0.56	2.48	2.1	4.99	4.6	4.86	4.22	0.58	3.41	3.73	3.37	3.67	3.12
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.04	0.02	—	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	—	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.09	0.11	0.10	0.16	0.36	0.28	0.41	0.06	0.43	0.38	0.7	0.64	0.6	0.51	0.15	0.49	0.45	0.43	0.55	0.58
MnO	—	—	—	—	—	0.01	—	0.01	0.01	—	0.01	—	—	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.08	0.01	0.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.12	0.04	0.07	0.03	0.36	0.1	0.02	0.14	0.1	0.07	0.01	0.05	0.23	0.19	0.11	0.06	0.06	0.21	0.09	0.06
BaO	—	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.03	0.01	0.07	0.04	0.06	0.05	0.06	0.05	0.01	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04
LOI	2.36	8.37	7.04	14.9	7.39	17.85	14.85	11	14.25	11.4	9.13	5.26	6.27	7.31	7.51	5.6	10.9	11.25	5.21	9.55	7.63
Total	100.5	99.9	99.1	99.4	99.4	99.5	98.2	100	99.9	99.1	100.5	99.4	99.9	99.6	99.3	99.2	99.4	99.5	99.9	100	100
MnO/TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	0.03	—	0.02	0.17	—	0.03	—	—	0.01	0.03	0.13	0.02	0.02	0.18	0.01	0.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	41	11.78	9.91	8.3	9.5	7.17	7.68	6.46	10.33	6.09	6.97	2.95	5.01	4.66	9.92	70	8.93	9.02	14.39	10.47	9.24
Al*	0.6	0.71	0.76	0.83	0.77	0.8	0.83	0.76	0.8	0.8	0.77	0.9	0.85	0.86	0.77	0.39	0.76	0.78	0.71	0.73	0.73
Al**	—	—	—	—	—	0.75	—	0.7	0.74	—	0.71	—	—	0.82	0.72	0.33	0.71	0.73	0.65	0.68	0.67
元素	GSZ-11	GSZ-12	GSZ-13	GSZ-14	GSZ-16	GSZ-19	GSZ-20	GSZ-22	GSZ-23	GSZ-25	GSZ-26	GSZ-28	GSZ-29	GSZ-30	GSZ-31	GSZ-32	GSZ-34	GSZ-35	GSZ-36	GSZ-37	GSZ-38
SiO <sub>2</sub>	61.7	60	64.4	63.3	58.6	62.7	58.1	59.6	80.1	66.9	71.4	74.9	58	62.7	80.7	66.3	66.9	56.1	72.9	68.8	61.1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.75	13.55	18.7	18.85	19.85	21	21.7	20.2	8.18	18.35	14.05	6.7	22.1	20.9	8.04	19.4	19.75	20.1	15.65	15.4	17.5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.51	10.1	2.51	5.05	7.25	3.09	3.72	3.58	4.43	1.92	3.43	4.69	3.16	2.64	4.9	1.5	1.75	4.6	2.57	3.36	3.77
CaO	0.07	0.1	0.02	0.08	0.04	0.01	0.06	0.05	0.04	0.09	0.21	2.99	0.05	0.03	0.04	0.05	0.1	0.05	0.01	0.02	—
MgO	1.27	1.72	0.67	0.68	0.69	0.75	0.96	0.81	0.26	0.65	0.45	0.24	0.73	0.72	0.24	0.66	0.58	0.42	0.42	0.44	0.49
Na <sub>2</sub> O	0.08	0.14	0.06	0.14	0.11	0.13	0.86	0.19	0.08	0.14	0.2	0.05	0.09	0.11	0.03	0.28	0.45	0.27	0.11	0.16	0.14
K <sub>2</sub> O	4	2.93	4.65	4.47	4.6	5.42	5.65	5.1	1.91	4.32	3.16	1.38	5.5	5.01	1.78	5.15	4.88	4.4	3.97	4.1	4.53
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
TiO <sub>2</sub>	0.56	0.45	0.7	0.68	0.69	0.7	0.69	0.66	0.35	0.67	0.58	0.32	0.77	0.76	0.41	0.7	0.68	0.84	0.63	0.67	0.64
MnO	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01	—	0.03	—	—	0.03	0.01	0.01	0.01	—	—	0.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.15	0.04	0.05	0.07	0.04	0.06	0.07	0.04	0.13	0.21	0.15	0.12	0.09	0.11	0.05	0.04	0.11	0.05	0.07	0.06
BaO	0.05	0.03	0.06	0.05	0.06	0.06	0.07	0.06	0.02	0.05	0.04	0.02	0.06	0.06	0.02	0.06	0.06	0.07	0.04	0.05	0.05
LOI	9.08	10.05	6.32	6.64	7.24	6.48	7.7	10.35	4.39	6.89	6.27	6.6	7.81	7.23	3.32	6.2	5.12	12.6	3.83	6.06	11.45
Total	99.1	99.3	98.2	100	99.2	100.5	99.6	100.5	99.8	100	100	98.1	98.5	100.5	99.6	100.5	100.5	99.7	100	99.2	99.8
MnO/TiO <sub>2</sub>	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.05	0.01	—	0.09	—	—	0.07	0.01	0.01	0.01	—	—	0.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	9.83	22.44	3.58	7.42	10.5	4.41	5.39	5.42	12.65	2.86	5.91	14.65	4.1	3.47	11.95	2.14	2.57	5.47	4.07	5.01	5.89
Al*	0.75	0.57	0.88	0.79	0.73	0.87	0.85	0.85	0.65	0.91	0.8	0.59	0.87	0.89	0.62	0.93	0.92	0.81	0.86	0.82	0.82
Al**	0.7	0.5	0.85	0.74	0.67	0.84	0.81	0.81	0.58	0.88	—	0.52	—	—	0.55	0.91	0.89	0.77	—	—	0.78

注: MJ-1 蒙江剖面(上泥盆统响水洞组和中泥盆统火烘组); GSZ-1 过石寨剖面(中泥盆统火烘组); Al<sup>\*</sup>: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>); Al<sup>\*\*</sup>: Al/(Al+Fe+Mn)。

响水洞组硅质沉积物  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量变化于 2.42%~10.6% 之间, 平均 8.55%;  $\text{TiO}_2$  含量变化于 0.06%~0.43% 之间, 平均 0.32%, 其含量较热水成因硅质岩 (Murray, 1994; Wang Zhuozhuo et al., 2007; Qiu Zhen et al., 2011a, 2011b) 明显偏高。

Murray (1994) 构建的  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  及  $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{N}}\text{-Al}(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$  图解被广泛应用于硅质岩类成岩环境识别方面的研究, 但因  $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{N}}\text{-Al}(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$  图解本身所存在的一些缺陷而失去了参考价值 (Qiu Zhen et al., 2011a), 而  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  图解仍被作为硅质岩类成岩环境判别的重要参考。为分析罗甸中上泥盆统硅质沉积物的形成环境, 我们将样品投点于  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  图中, 主要落在“大陆边缘”区域, 少数样品落在“远洋盆地”区域或其附近 (图 5a, b), 说明本区中上泥盆统硅质沉积物主要形成于大陆边缘环境。但这一结论与 Huang Hu et al. (2012) 所支持的“受陆源物质影响的开阔盆地环境”观点相悖。为研究造成上述两种成因观点的深层次原因, 笔者对 Murray (1994) 建立的  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  图解中各参数特征进行分析, 发现用该图解进行硅质岩成岩环境判别时, Fe 含量主要被用来表征热液活动的干扰强度, Al 和 Ti 指示陆源物质的参与程度 (Adachi et al., 1986; Yamamoto,

1987; Murray, 1994)。已有研究表明, 热(水)液成因硅质岩中 Fe 含量普遍偏高 (Chen et al., 2006; Wang Zhuozhuo et al., 2007; Qiu Zhen et al., 2011a, 2011b)。罗甸响水洞组和火烘组硅质沉积物的  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  含量变化范围分别为 0.62%~2.65% 和 0.41%~10.5%, 其含量较高, 类似于热液成因硅质岩, 这是否说明罗甸中上泥盆统硅质沉积物也属于热液成因呢?

我们进一步分析了蒙江和过石寨剖面 42 件硅质沉积物  $\text{Al}_2\text{O}_3$  与  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  与  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  和  $\text{TiO}_2$  与  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  之间的相关关系。结果表明, 蒙江响水洞组和火烘组硅质沉积物  $\text{Al}_2\text{O}_3$  与  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{K}_2\text{O}$  和  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  及  $\text{TiO}_2$  与  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  的相关系数分别为 0.88、0.90、0.74 和 0.97, 均具有明显的正相关关系 (图 6a, b, c, e), 而  $\text{SiO}_2$  与  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ( $r^2 = 0.22$ ) 的相关关系不明显 (图 6d)。过石寨火烘组硅质沉积物  $\text{Al}_2\text{O}_3$  与  $\text{TiO}_2$  的相关系数为 0.82, 显示明显的正相关关系,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  与  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  的相关系数为 0.25, 不存在明显的正相关关系, 说明罗甸响水洞组硅质沉积物 Fe 含量偏高与陆壳风化物质的混入关系密切, 与生物有机质吸附和海底热液活动关系不大。这与泰国北部中三叠世形成于大陆边缘环境 (残余盆地) 的放射虫硅质岩 (Thassanapak et al., 2011) 类似, 与热液成因硅质岩 (Murray et al., 1991, 1992; Murray, 1994; Chen et al., 2006; Wang Zhuozhuo et al.,

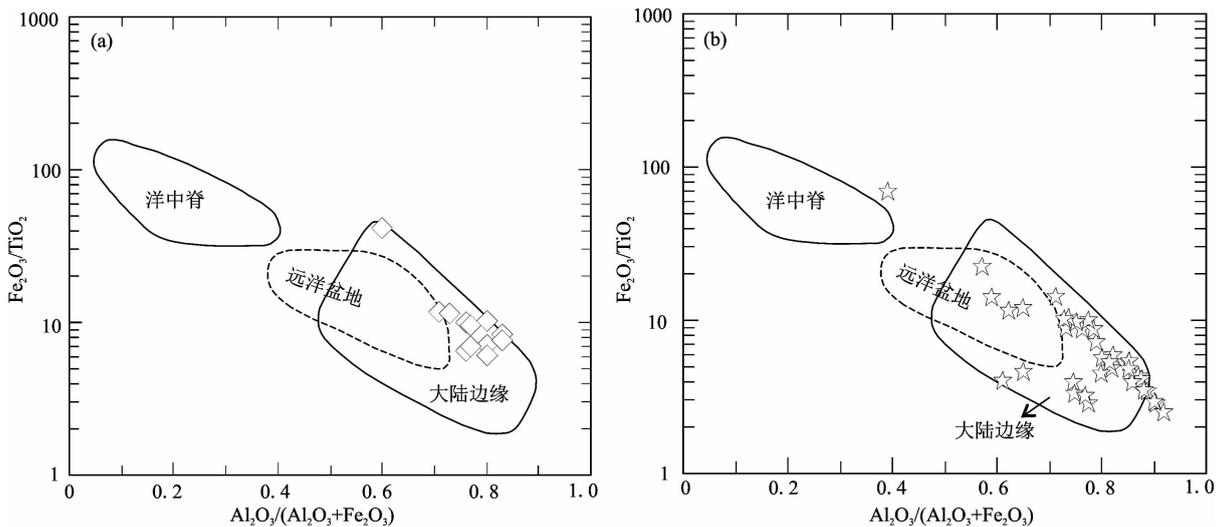


图 5 罗甸中上泥盆统硅质岩类  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  图解 (底图据 Murray, 1994)

Fig. 5  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$  diagram of the Middle-Upper Devonian siliceous sediments in Luodian County, Guizhou (ridge, pelagic and continental margin curve after Murray, 1994)

(a) — 蒙江剖面; (b) — 过石寨剖面

(a) — Mengjiang section; (b) — Guoshizhai section

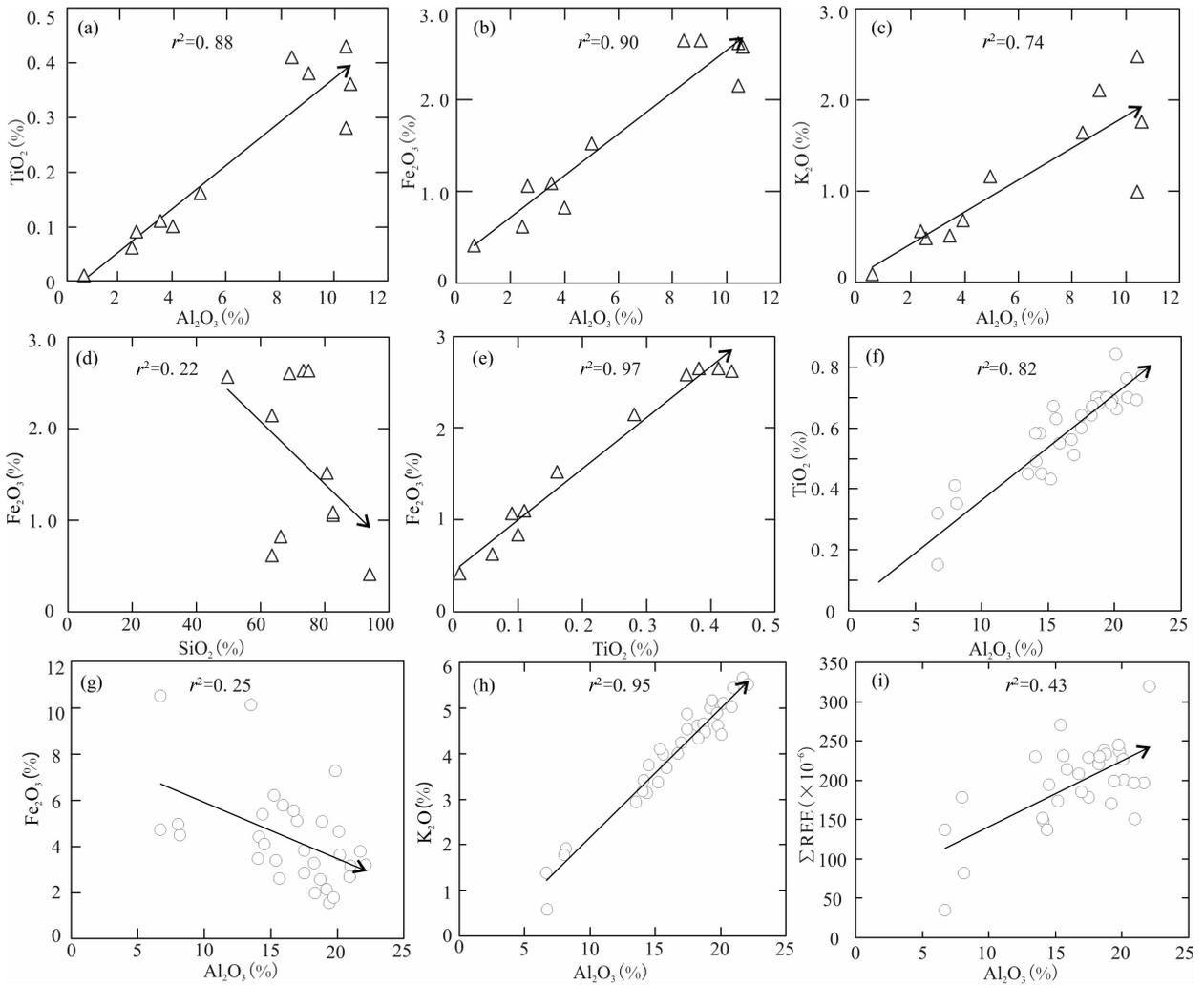


图 6 蒙江剖面(a~e)和过石寨剖面(f~i)硅质沉积物的 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 与 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 与其他元素的相关性图解

Fig. 6 Geochemical correlation diagrams between Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> with other elements for the Mengjiang section (a~e) and Guoshizhai section (f~i)

2007; Qiu Zhen et al., 2011a, 2011b; Huang Hu et al., 2012, 2013) 存在明显差异, 说明硅质岩中 Fe 不仅仅靠海底热液活动提供, 陆源风化物质的加入也可导致 Fe 含量的明显偏高, 因此, 图 5a 和 5b 反映的结果值得商榷。同时需要注意的是, 仅用 Fe 含量来指示硅质岩类受热液活动干扰强度, 以及用 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) 图解进行硅质岩成岩环境判别(Adachi et al., 1986; Yamamoto, 1987; Murray, 1994) 时需进行更深入地分析。

硅质岩 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 和 TiO<sub>2</sub> 含量变化受陆源风化物质的影响较为明显, 沉积成岩作用对 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> 值影响相对很小(Hayashi et al., 1997), 当有碱性或酸性火山物质混入时, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> 值会发生明显变化(Huang Hu et al., 2012)。Huang Hu et al. (2012) 对南丹和普安上泥盆统榴江组硅质沉积物研

究, 发现其 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> 值分别为 18.50±3.93 和 18.00±4.82, Al/(Al+Fe+Mn) 值分别为 0.50±0.18 和 0.62±0.06, 认为南丹上泥盆统硅质沉积物属于与碱性火山喷发有关的热液成因硅质岩, 普安上泥盆统硅质沉积物为正常海相沉积。

罗甸中上泥盆统硅质沉积物中 Fe 主要来自陆源物质, 而 Mn 虽然受成岩作用的影响(Murray, 1994), 但未受热液活动影响时, Mn 仍表现均一化沉积的特点, 而 Al 和 Ti 则与陆源物质混入程度呈正相关关系(Sugisaki et al., 1982), 因此, Mn 作为判别热液作用干扰强度的参数仍是可靠的。蒙江剖面 and 过石寨剖面硅质沉积物 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> 值为 20.49~62 和 6.40~35.47, Al/(Al+Fe+Mn) 值为 0.70~0.76 和 0.33~0.91, 在 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub>-Al/(Al+Fe+Mn) 图解中分布特征如图 7 所示, 蒙江

响水洞组和火烘组硅质沉积物主要落在“正常海相非热液成因硅质岩”区域和“含酸性火山碎屑非热液成因硅质岩”区域,但更靠近“正常海相非热液成因硅质岩”区域。过石寨火烘组硅质沉积物主要落在“含酸性火山碎屑非热液成因硅质岩”区域及其附近。南丹榴江组硅质沉积物多数落在“正常海相非热液成因硅质岩”区域,部分落在“基性火山热液成因硅质岩”。普安榴江组硅质岩主要落在“正常海相非热液成因硅质岩”区域。但从区域岩体分布特征来看,酸性岩类主要分布于印支地块和 Sibumasu 地块附近(Hara et al., 2010; Udchachon et al., 2011),右江盆地内主要为基性岩类(Liu Wenjun et al., 1993; Wang Zhongcheng et al., 1997)。蒙江和过石寨中上泥盆统硅质沉积物  $Al_2O_3$  与  $TiO_2$  相关性系数分别为 0.88(图 6a)和 0.82(图 6f),  $Al_2O_3$  与  $K_2O$  相关性系数分别为 0.74(图 6c)和 0.95(图 6h),均显示明显的正相关关系,说明它们形成于受

陆源物质影响较大的边缘裂谷环境,与火山作用关系不大。

在 Al-Fe-Mn 判别图中,除南丹榴江组部分硅质岩样品落在“热液成因”区外(图 8b),其余样品均落在“生物成因”区域(图 8a, b, c)。罗甸中上泥盆统硅质沉积物  $SiO_2$  与  $Al_2O_3$ 、 $Ti_2O$  均呈负相关关系也说明其硅质不是来自陆源物质,而可能与生物有机质从海水中摄取硅质组分有关。

综合分析认为,罗甸中上泥盆统和贵州普安上泥盆统硅质沉积物均形成于受陆源物质影响的正常海相环境,硅质来源主要与生物有机质吸附作用关系密切;广西南丹上泥盆统榴江组硅质沉积物可能受基性岩浆活动干扰,部分样品具有热液成因硅质岩特征,其硅质部分来自海底热液。

### 3.2 稀土元素特征

地表河流是海洋  $\Sigma REE$  的主要供给源,极大地影响着大陆架海水的稀土元素地球化学组成(Chen et al., 2006)。硅质岩作为化学或生物化学沉积岩,其本身就具有很好的继承性,在未受陆源物质或热液活动影响时,其  $\Sigma REE$  主要来自海水本身(Murray et al., 1991),而受热液(水)影响或参与后,则发生显著变化(Zhou Yongzhang, 1990; Murray, 1994; Wang Zhuozhuo et al., 2007; Qiu Zhen et al., 2011a; Huang Hu et al., 2012)。因此,利用硅质岩稀土元素组成可很好地进行岩石本身或与之共生的矿床(石)成因及构造环境分析(Ding Lin et al., 1995; Wang Zhongcheng et al., 1995; Li Xianhua, 2000; Chen et al., 2006; Qiu Zhen et al., 2011a; Fan Haifeng et al., 2013; Huang Hu et al., 2013)。

罗甸过石寨和蒙江中上泥盆统硅质沉积物稀土元素测试结果及参数特征见表 2,稀土元素 PAAS 标准化模式图见图 9。从图 9a 可知,蒙江响水洞组及部分火烘组硅质岩稀土配分曲线分布平坦,均表现 Ce 显著负异常, Eu 呈弱负异常到正异常;过石寨火烘组硅质沉积物稀土元素配分曲线形态略微向右倾斜(图 9b, c, d, e, f), Ce 负异常不明显, Eu 表现弱负异常。蒙江响水洞组硅质沉积物  $\Sigma REE$  含量为  $28.7 \times 10^{-6} \sim 163 \times 10^{-6}$ , 平均  $72.5 \times 10^{-6}$ , ( $\Sigma REE + Y$ ) 值为  $40.4 \times 10^{-6} \sim 200 \times 10^{-6}$  (平均  $98.2 \times 10^{-6}$ ), ( $La/Ce$ )<sub>N</sub> 值为 1.34 ~ 2.34 (平均 1.82), ( $La/Yb$ )<sub>N</sub> 值为 0.47 ~ 2.21 (平均 0.85),  $Eu/Eu^*$  值为 0.73 ~ 1.06 (平均 0.90),  $Ce/Ce^*$  值为 0.45 ~ 0.82 (平均 0.61),  $Y/Ho$  值为 28.2 ~ 36.7 (平均

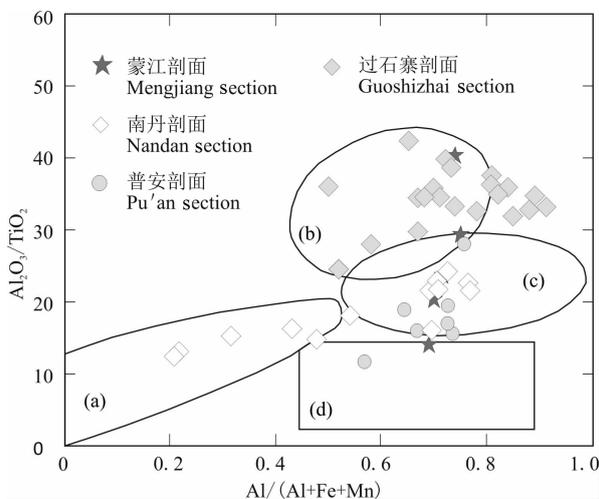


图 7 水城-紫云-南丹裂陷盆地中上泥盆统沉积硅质岩  $Al_2O_3/TiO_2-Al/(Al+Fe+Mn)$  图解(南丹榴江组和普安榴江组数据及底图均引自 Huang Hu et al., 2012)

Fig. 7  $Al_2O_3/TiO_2-Al/(Al+Fe+Mn)$  diagram of the Middle-Upper Devonian siliceous sediments in the Shuicheng-Ziyun-Nandan rift basin (data of bedded cherts of the Liujiang Formation in Nandan and Liujiang Formation in Pu'an and base map are after Huang Hu et al., 2012)

(a)—Hydrothermal cherts associated with the basaltic volcanism; (b)—non-hydrothermal cherts containing felsic volcanic clasts; (c)—non-hydrothermal cherts associated with the normal marine deposits; (d)—non-hydrothermal cherts containing basaltic volcanic clasts

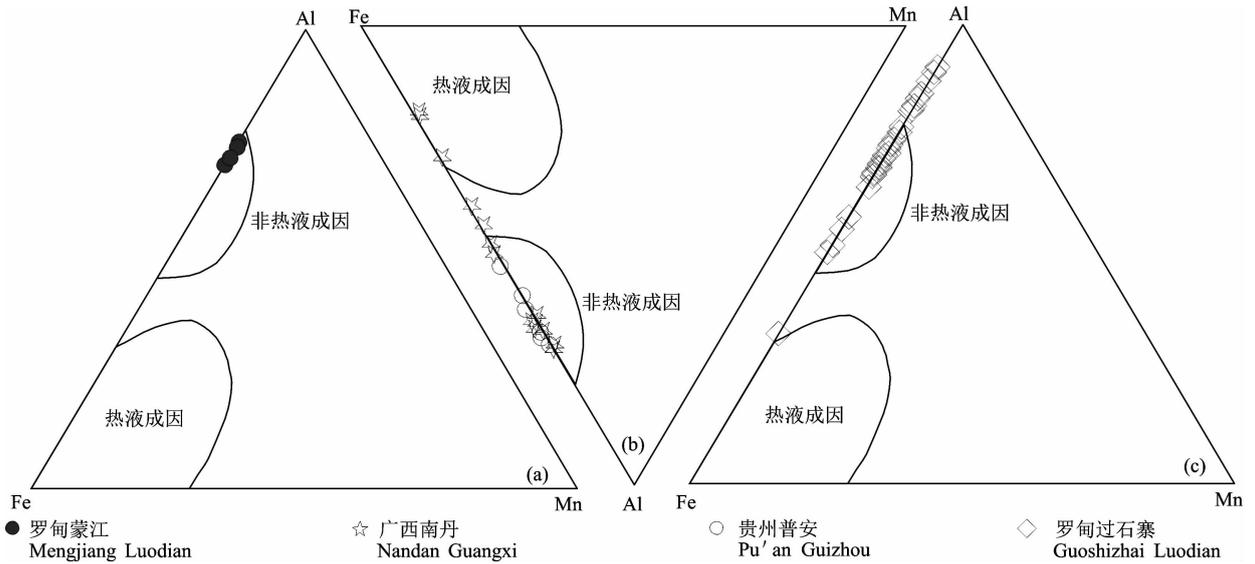


图 8 水城-紫云-南丹裂陷盆地中上泥盆统硅质岩类 Al-Fe-Mn 判别图解

(南丹和普安榴江组数据引自 Huang Hu et al., 2012)(底图据 Adachi et al., 1986)

Fig. 8 Al-Fe-Mn diagram of the Middle-Upper Devonian siliceous sediments in the Shuicheng-Ziyun-Nandan rift basin (data of bedded cherts of the Liujiang Formation in Nandan and Liujiang Formation in Pu'an are after Huang Hu et al., 2012; base map after Adachi et al., 1986)

34.2)。蒙江和过石寨火烘组硅质沉积物  $\Sigma\text{REE}$  含量为  $7.87 \times 10^{-6} \sim 319 \times 10^{-6}$  (平均  $178 \times 10^{-6}$ )，( $\Sigma\text{REE} + \text{Y}$ ) 值为  $11.5 \times 10^{-6} \sim 356 \times 10^{-6}$  (平均  $204 \times 10^{-6}$ )， $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{N}}$  值为  $1.06 \sim 1.99$  (平均 1.28)， $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$  值为  $0.49 \sim 2.31$  (平均 1.57)， $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  值为  $0.78 \sim 3.18$  (平均 1.02)， $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  值为  $0.51 \sim 0.96$  (平均 0.87)， $\text{Y}/\text{Ho}$  值为  $26.6 \sim 37.0$  (平均 30.8)。罗甸过石寨和蒙江火烘组与响水洞组硅质沉积物相比，其 REE 含量和  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  值均明显偏高(图 4d, e)， $\text{Y}/\text{Ho}$  值相对偏低(图 4f)；除个别样品(样品 GSZ-23;  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  值 = 3.18，其原因主要与后期充填的热液石英脉有关)表现明显铕正异常外，其他样品  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  值比较接近。

硅质岩  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  值作为表征成岩环境的重要参数被广泛使用 (Murray et al., 1991, 1992; Murray, 1994; Ding Lin et al., 1995; Chen et al., 2006; Hara et al., 2010; Qiu Zhen et al., 2011a, 2011b; Huang Hu et al., 2012, 2013)。在受陆源物质影响较小的深海环境中，海水 Ce 常以  $\text{Ce}^{4+}$  的形式渗入深海锰结核中而使之显示 Ce 正异常 (Fleet, 1983; Bau et al., 1996)，或与氧结合形成难溶的铈氧化物而使海水本身呈 Ce 负异常 (Elderfield et al., 1982)；当有较多陆源物质混入时其  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  值则表现正异常。据此，Murray et al. (1990, 1991) 对加利福尼亚佛朗西斯科岩群中产出

的硅质岩进行研究，认为从大洋中脊附近  $\rightarrow$  大洋盆地  $\rightarrow$  大陆边缘，其  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  值分别为： $0.17 \sim 0.56$  (平均 0.28)  $\rightarrow 0.47 \sim 0.71$  (平均 0.60)  $\rightarrow 0.62 \sim 1.43$  (平均 1.03)。罗甸蒙江和过石寨火烘组硅质沉积物比蒙江响水洞组具有更高的  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  值(图 4e)，其  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  值为  $0.51 \sim 0.96$  (平均 0.87)，这与美国 Shoo Fly 杂岩中形成于陆源环境的硅质岩  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  值 ( $1.05 \pm 0.05$ ) (Girty et al., 1996) 接近。蒙江响水洞组硅质沉积物  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  值为  $0.45 \sim 0.82$ ，平均 0.61，贵州普安及广西南丹上泥盆统榴江组硅质沉积物  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  值分别为  $0.72 \pm 0.08$  和  $0.78 \pm 0.11$  (Huang Hu et al., 2012)，其  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  值更接近“大洋盆地”硅质岩。这些证据表明，从中泥盆世向晚泥盆世过渡，水城-紫云-南丹深大断裂带控制的裂陷盆地已由较为局限的边缘裂谷盆地向开阔的边缘裂谷盆地转化，盆地裂陷过程中不断受到两侧台地及陆壳风化物质的影响。

罗甸蒙江响水洞组硅质沉积物  $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{N}}$  值为  $1.34 \sim 2.34$ ，平均 1.82，蒙江和过石寨火烘组  $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{N}}$  值为  $1.06 \sim 1.99$ ，平均 1.28；普安榴江组硅质沉积物  $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{N}}$  值为  $0.79 \sim 1.9$ ，平均 1.34；南丹榴江组硅质沉积物  $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{N}}$  值为  $1 \sim 1.53$ ，平均 1.21。对比分析可知，中泥盆世，水城-紫云-南丹深大断裂控制的裂陷盆地沉积硅质岩类具有相对较低的  $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{N}}$  值(平均 1.28)；晚泥盆世，沿该裂陷盆

表 2 贵州罗甸中上泥盆统硅质沉积物稀土元素分析结果 ( $\times 10^{-6}$ ) 及参数特征  
Table 2 Trace and rare earth element date ( $\times 10^{-6}$ ) of siliceous sediments from Middle-Upper Devonian in Luodian County, Guizhou

样号	MJ-1	MJ-2	MJ-3	MJ-5	MJ-6	MJ-9	MJ-11	MJ-13	MJ-14	MJ-15	MJ-17	GSZ-1	GSZ-2	GSZ-3	GSZ-4	GSZ-5	GSZ-6	GSZ-7	GSZ-8	GSZ-9	GSZ-10
La	1.70	50.3	9.00	29.7	18.2	22.1	51.8	7.00	12.1	9.90	7.30	44.4	52.5	41.3	42.6	6.80	36.0	48.9	42.6	52.5	30.9
Ce	1.80	70.4	10.7	35.4	19.7	21.3	46.8	8.90	14.3	12.9	11.5	72.7	94.2	68.5	73.7	10.1	62.7	85.1	65.0	88.7	54.9
Pr	0.42	8.69	2.02	5.93	3.58	5.81	8.90	1.45	3.07	2.04	1.52	8.02	11.0	8.55	8.96	1.49	7.27	9.52	8.69	10.4	6.41
Nd	1.80	31.1	7.90	22.1	12.3	26.1	32.3	5.20	13.9	7.70	5.50	26.4	37.9	31.9	33.1	6.2	25.7	30.6	31.7	36.0	23.4
Sm	0.32	4.86	1.55	3.67	1.70	5.59	5.10	0.78	3.29	1.56	1.07	4.20	6.67	6.79	6.81	1.56	4.49	5.10	6.14	6.90	4.62
Eu	0.16	1.18	0.34	0.78	0.31	1.30	1.26	0.19	0.70	0.26	0.22	0.68	1.02	1.08	1.22	0.60	0.74	0.81	1.30	1.19	0.85
Gd	0.53	6.19	2.48	4.23	1.80	8.40	6.01	0.91	4.49	1.75	1.25	3.50	4.81	5.39	5.47	2.02	3.41	3.46	5.64	5.25	4.09
Tb	0.06	0.65	0.29	0.50	0.21	1.00	0.71	0.16	0.51	0.27	0.17	0.60	0.69	0.89	0.87	0.34	0.45	0.58	0.79	0.77	0.66
Dy	0.41	4.03	1.88	3.49	1.48	6.74	4.45	1.25	3.26	1.89	1.13	3.82	4.49	5.58	5.41	1.96	2.83	3.96	4.79	4.48	4.35
Ho	0.10	0.90	0.46	0.80	0.37	1.55	0.99	0.33	0.74	0.48	0.29	0.74	0.87	1.05	1.02	0.40	0.54	0.74	0.88	0.81	0.86
Er	0.26	2.22	1.36	2.15	0.97	3.90	2.53	1.04	1.82	1.57	0.87	2.48	2.77	3.18	2.93	1.17	1.76	2.46	2.73	2.71	2.59
Tm	0.04	0.31	0.19	0.29	0.16	0.54	0.35	0.16	0.26	0.27	0.13	0.35	0.40	0.48	0.43	0.20	0.29	0.36	0.37	0.38	0.40
Yb	0.23	1.71	1.29	2.14	1.06	3.29	2.21	1.20	1.71	1.98	1.12	2.50	2.60	2.94	2.72	1.32	2.01	2.52	2.30	2.53	2.66
Lu	0.04	0.25	0.20	0.35	0.18	0.48	0.34	0.19	0.27	0.30	0.18	0.40	0.39	0.44	0.44	0.25	0.33	0.39	0.36	0.41	0.43
Y	3.70	32.3	16.8	24.6	12.4	55.7	36.4	11.7	26.1	16.5	8.20	22.9	29.7	31.5	28.5	13.9	16.4	24.2	30.0	25.3	25.3
ΣREE	7.87	182	39.6	111	62.0	108	163	28.7	60.4	42.8	32.2	170	220	178	185	34.4	148	194	173	213	137
ΣREE+Y	11.5	215	56.4	136	74.4	163	200	40.4	86.5	59.3	40.4	193	250	209	214	48.3	164	218	203	238	162
LREE/HREE	3.71	10.24	3.87	6.99	8.96	3.17	8.31	4.49	3.63	4.04	5.27	10.8	11.9	7.93	8.63	3.49	11.7	12.4	8.70	11.2	7.55
(La/Ce) <sub>N</sub>	1.99	1.51	1.78	1.77	1.95	2.19	2.34	1.66	1.79	1.62	1.34	1.29	1.18	1.27	1.22	1.42	1.21	1.21	1.38	1.25	1.19
(La/Yb) <sub>N</sub>	0.70	2.77	0.66	1.31	1.62	0.63	2.21	0.55	0.67	0.47	0.61	1.67	1.90	1.32	1.48	0.49	1.69	1.83	1.75	1.96	1.10
Eu/Eu*	1.74	0.99	0.78	0.92	0.83	0.86	1.06	1.05	0.83	0.73	0.88	0.83	0.84	0.84	0.94	1.56	0.89	0.90	1.04	0.93	0.92
Ce/Ce*	0.51	0.79	0.59	0.63	0.57	0.45	0.51	0.66	0.56	0.68	0.82	0.90	0.93	0.86	0.89	0.75	0.91	0.93	0.80	0.89	0.92
Y/Ho	37.0	35.8	36.5	30.7	33.5	35.9	36.7	35.4	35.2	34.3	28.2	30.9	34.1	30.0	27.9	34.7	30.3	32.7	34.0	31.2	29.4
样号	GSZ-11	GSZ-12	GSZ-13	GSZ-14	GSZ-16	GSZ-19	GSZ-20	GSZ-22	GSZ-23	GSZ-25	GSZ-26	GSZ-28	GSZ-29	GSZ-30	GSZ-31	GSZ-32	GSZ-34	GSZ-35	GSZ-36	GSZ-37	GSZ-38
La	50.6	53.5	59.7	55.2	55.7	35.7	46.7	49.7	18.4	55.4	32.3	30.4	73.4	47.2	36.4	45.6	59.5	55.4	52.2	61.4	55.8
Ce	89.7	93.7	105	100	102	63.4	83.9	86.6	33.0	95.9	58.9	56.0	137	83.1	72.7	85.3	97.6	96.1	99.0	113	96.2
Pr	10.3	10.4	11.5	11.5	11.9	7.08	9.69	9.34	3.72	10.85	7.19	6.51	16.35	9.28	9.18	9.77	11.8	10.8	11.5	13.7	11.1
Nd	35.1	36.8	38.4	39.6	41.2	24.2	33.7	32.0	13.0	37.9	28.4	23.2	57.2	32.3	33.6	32.6	41.8	36.9	40.4	49.7	38.7
Sm	6.30	7.54	6.13	6.60	6.93	4.38	5.96	5.63	2.86	7.13	6.00	4.87	9.41	5.50	6.74	5.27	7.78	6.92	7.35	8.73	6.37
Eu	1.02	1.50	0.90	1.01	1.12	0.76	0.90	0.83	1.77	1.28	1.09	0.90	1.71	1.06	1.19	1.12	1.58	2.01	1.32	1.56	1.20
Gd	4.28	6.79	4.06	5.27	4.91	3.56	4.46	4.42	2.38	5.78	5.55	4.21	8.07	4.95	5.20	4.73	8.05	5.98	5.71	6.84	5.13
Tb	0.66	1.07	0.64	0.74	0.79	0.61	0.59	0.68	0.38	0.91	0.84	0.63	1.08	0.76	0.78	0.79	1.08	0.84	0.88	0.97	0.82
Dy	4.17	6.44	3.95	5.11	4.72	3.91	3.95	4.23	2.31	5.79	5.14	3.75	6.51	4.76	4.94	5.03	6.39	4.60	5.41	5.93	5.08
Ho	0.81	1.29	0.76	0.98	0.92	0.78	0.78	0.82	0.43	1.15	0.97	0.72	1.25	1.01	1.03	1.08	1.32	0.90	1.10	1.14	1.07
Er	2.70	4.21	2.37	3.26	2.73	2.68	2.51	2.61	1.33	3.52	2.91	2.12	3.40	2.93	2.95	3.07	3.86	2.65	3.21	3.23	3.01

续表 2

样号	GSZ-11	GSZ-12	GSZ-13	GSZ-14	GSZ-16	GSZ-19	GSZ-20	GSZ-22	GSZ-23	GSZ-25	GSZ-26	GSZ-28	GSZ-29	GSZ-30	GSZ-31	GSZ-32	GSZ-34	GSZ-35	GSZ-36	GSZ-37	GSZ-38
Tm	0.37	0.63	0.34	0.43	0.42	0.36	0.38	0.38	0.20	0.50	0.41	0.31	0.47	0.43	0.41	0.47	0.54	0.42	0.46	0.47	0.43
Yb	2.52	4.55	2.44	2.93	2.89	2.55	2.60	2.49	1.43	3.27	2.72	2.05	3.00	2.88	2.67	3.01	3.51	2.95	2.87	2.97	2.96
Lu	0.41	0.82	0.37	0.47	0.45	0.39	0.40	0.40	0.24	0.52	0.44	0.35	0.47	0.47	0.42	0.44	0.56	0.48	0.45	0.44	0.44
Y	24.7	41.4	23.8	31.3	27.3	24.5	23.3	24.0	12.3	33.7	29.9	21.2	37.1	27.7	29.4	29.9	44.1	24.0	31.3	34.2	30.1
ΣREE	208	229	237	233	236	150	196	200	81.4	229	152	136	319	196	178	198	245	226	231	270	228
ΣREE+Y	233	270	260	264	263	174	219	224	93.7	263	182	157	356	224	207	228	289	250	263	304	258
LREE/HREE	12.1	7.89	14.8	11.1	12.2	9.13	11.5	11.4	8.36	9.72	7.05	8.62	12.1	9.81	8.69	9.65	8.69	11.0	10.5	11.3	11.0
(La/Ce) <sub>N</sub>	1.19	1.21	1.19	1.16	1.15	1.19	1.18	1.21	1.18	1.22	1.16	1.15	1.13	1.20	1.06	1.13	1.29	1.22	1.11	1.14	1.22
(La/Yb) <sub>N</sub>	1.89	1.11	2.31	1.78	1.82	1.32	1.69	1.88	1.21	1.60	1.12	1.40	2.31	1.55	1.29	1.43	1.60	1.77	1.71	1.95	1.78
Eu/Eu*	0.91	0.98	0.84	0.80	0.90	0.90	0.82	0.78	3.18	0.94	0.89	0.93	0.92	0.95	0.94	1.05	0.93	1.47	0.95	0.95	0.98
Ce/Ce*	0.93	0.93	0.95	0.94	0.94	0.94	0.93	0.94	0.94	0.92	0.92	0.94	0.94	0.93	0.94	0.96	0.87	0.92	0.95	0.93	0.91
Y/Ho	30.4	32.0	31.3	31.9	29.6	31.4	29.8	29.2	28.6	29.3	30.8	29.4	29.6	27.4	28.5	27.6	33.4	26.6	28.4	30.0	28.1

注: MJ—蒙江剖面(上泥盆统响水洞组和中泥盆统火烘组); GSZ—过石寨剖面(中泥盆统火烘组)。稀土元素测试数据用 PAAS(Taylor and McLennan, 1985)进行标准化处理。

地北西缘向南东缘延伸,硅质沉积物(La/Ce)<sub>N</sub>值逐渐降低,且其(La/Ce)<sub>N</sub>值与开阔洋盆硅质岩((La/Ce)<sub>N</sub>为 1.30~2.48,平均 1.81)(Murray et al., 1991)和形成于受陆源物质影响的边缘海盆硅质岩((La/Ce)<sub>N</sub>为 1.46~3.37,平均 2.07)(Qiu Zhen et al., 2011a)相似而不同于大洋中脊附近硅质岩((La/Ce)<sub>N</sub>>3.5)(Yang Zhenyu et al., 2009),说明中晚泥盆世水城-紫云-南丹深大断裂控制的裂陷盆地已由局限边缘裂谷盆地转化为较为开阔的边缘裂谷盆地。

对本区硅质沉积物矿物学进行研究,发现其中含有较多的粗晶-微细晶石英,石英本身具有较低的 REE 组成,其进入载体矿物后常对其稀土元素进行稀释而使之含量较低。考虑 SiO<sub>2</sub> 稀释作用的影响, Huang Hu et al. (2012)建立了(ΣREE+Y)-SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 双变量图解(图 10)来区分硅质沉积物中(ΣREE+Y)除部分继承陆源碎屑外从海水中获取的程度,从而可间接判别硅质岩的成岩环境。罗甸蒙江火烘组和响水洞组硅质岩类样品投点于(ΣREE+Y)-SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 双变量图中,发现样品主要落在曲线①之上及其下方,少数样品落在曲线②和⑤之间(图 10a)。过石寨火烘组硅质沉积物样品主要落在曲线①附近,少数样品散布于曲线②和③之间(图 10b),说明过石寨火烘组硅质沉积物中(ΣREE+Y)主要来自陆源碎屑。图 6i 也显示, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 与 ΣREE 具有中等相关关系(r<sup>2</sup>=0.43),说明此时罗甸地区处于受陆源物质影响较强的局限边缘裂谷盆地环境;而上泥盆统响水洞组硅质沉积物中(ΣREE+Y)除部分来自陆源碎屑外,更多地则从海水中获取,代表了受陆源物质影响较小的开阔边缘裂谷盆地环境。

由于 Y 在海水中残留的时间(约 5100a)远大于 Ho(约 2700a),所以海水具有比雨水及河流水体明显偏高的 Y/Ho 值(Nozaki et al., 1997)。罗甸蒙江和过石寨火烘组硅质沉积物 Y/Ho 值为 26.6~37.0(平均 30.8),明显低于蒙江响水洞组硅质沉积物(Y/Ho 值为 28.2~36.7,平均 34.2)。蒙江响水洞组硅质沉积物由硅质岩、硅质泥岩组成,其 Y/Ho 值与普安和南丹上泥盆统榴江组硅质岩 Y/Ho 值接近(Y/Ho 值分别为 38.37±7.67 和 35.25±5.27)(Huang Hu et al., 2012)。过石寨火烘组硅质沉积物由硅质泥岩组成,其 Y/Ho 值与田林八渡鹿寨组硅质岩(Y/Ho 值为 28.60±1.25)(Huang Hu et al., 2012)和美国 Shoo Fly 杂岩中硅质岩

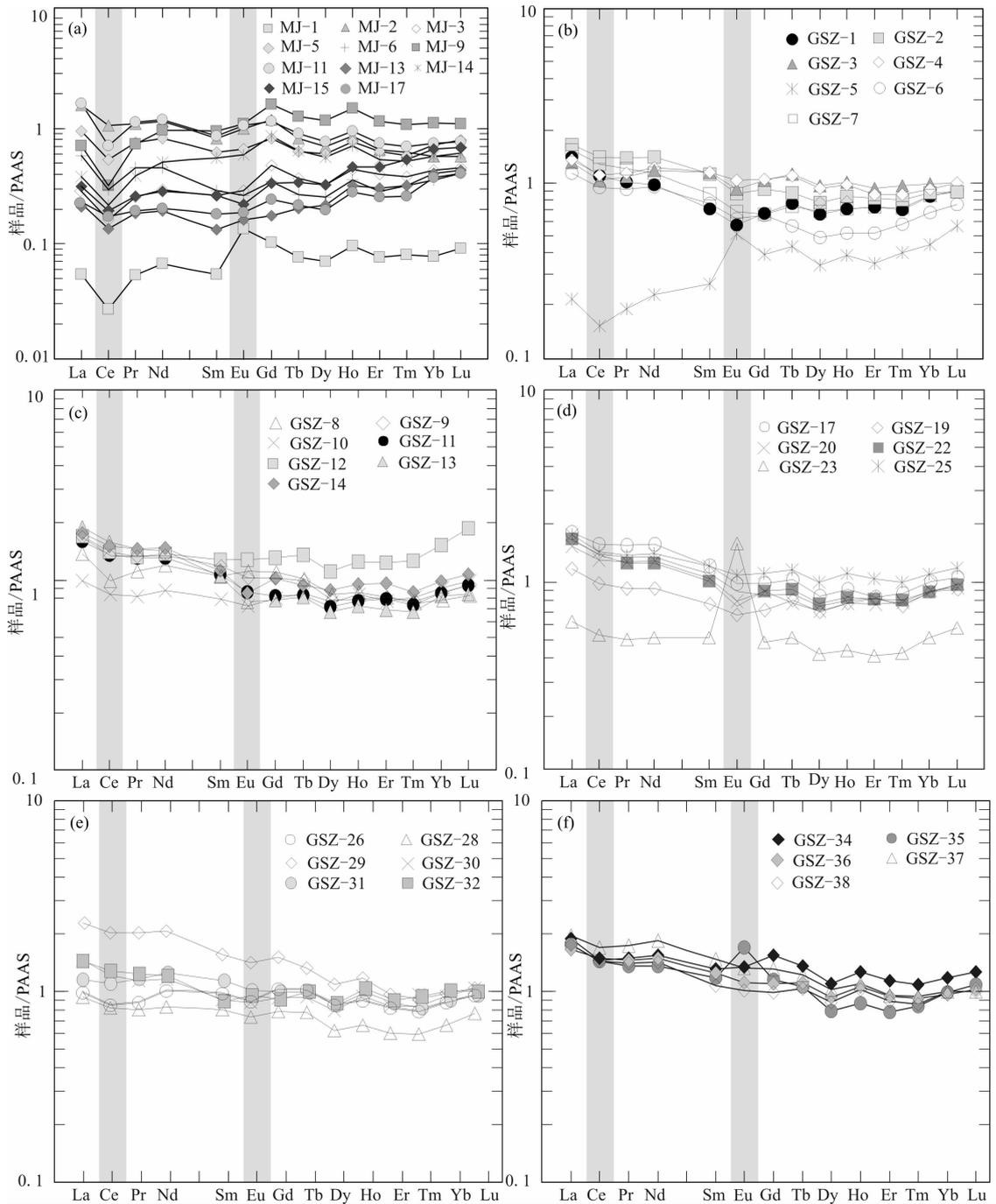


图9 贵州罗甸中上泥盆统硅质岩及灰岩标准化型式图(页岩数据参考 Taylor et al. , 1985)

Fig. 9 Shale-normalized REE distribution patterns of the Middle-Upper Devonian siliceous sediments in Luodian County, Guizhou (the shales date from Taylor et al. , 1985)

(Y/Ho 值为  $26.34 \pm 1.38$ ) (Girty et al. , 1996) 类似,说明水城-紫云-南丹深大断裂控制的裂陷盆地在晚泥盆世已具有比中泥盆世更为开阔的裂谷盆地环境,受陆源物质的影响程度相对减小。

### 3.3 对区域构造与古地理演化的制约

本文研究区位于呈北西-南东向展布于贵州西部至广西北部的**水城-紫云-南丹深大断裂**的中部,

**水城-紫云-南丹深大断裂**作为右江盆地北缘最为重要的边界性断裂 (Du Yuansheng et al. , 2009),也是一条区域性的控相、控矿断裂,断裂控制的裂陷盆地是右江盆地的三大次级盆地之一。泥盆纪时期,包括**水城-紫云-南丹深大断裂**及其控制的裂陷盆地在内的整个右江盆地都进入了强烈活动、复杂演化的关键时期,中晚泥盆世,右江盆地内部及**水城-紫**

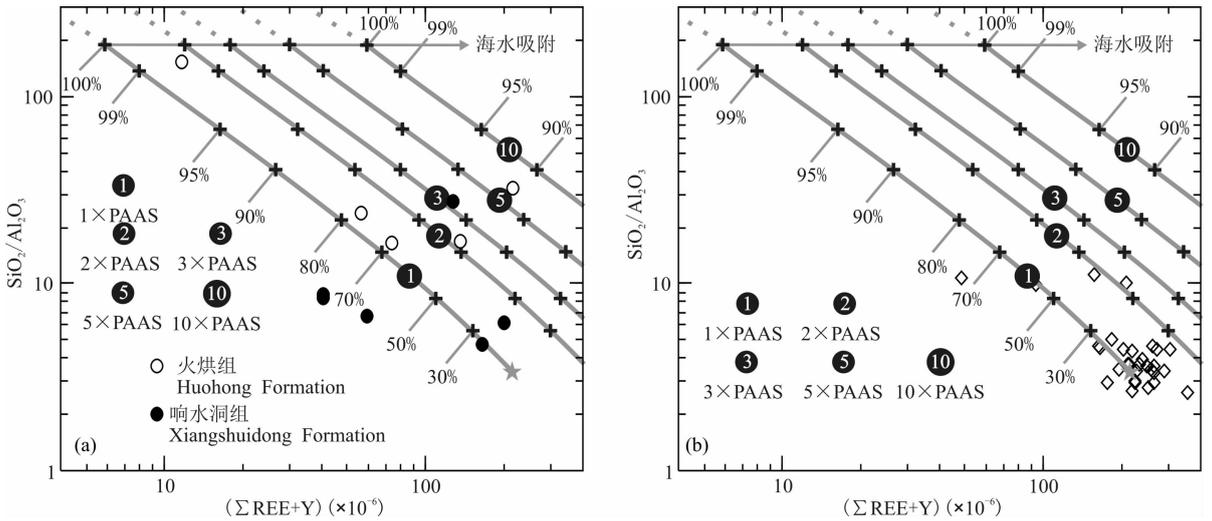


图 10 罗甸中上泥盆统硅质沉积物(ΣREE+Y)-SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>双变量图解(底图据 Huang Hu et al., 2012)

Fig. 10 (ΣREE+Y)-SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> diagram of the Middle-Upper Devonian siliceous sediments in Luodian County, Guizhou (after Huang Hu et al., 2012)

(a)—蒙江剖面;(b)—过石寨剖面

(a)—Mengjiang section;(b)—Guoshizhai section

云-南丹裂陷盆地中都沉积了大面积的硅质岩、硅质泥岩,这些硅质岩及其组合,详细地记录了右江盆地及水城-紫云-南丹裂陷盆地演化的地质信息。晚泥盆世,右江盆地大面积沉积、厚度较大的硅质岩,这些硅质岩稀土元素特征与泰国北部 Chiang Dao 地区上泥盆统硅质岩类似,均具有中等至弱的 Ce 负异常(Chen et al., 2006; Wang Zhuozhuo et al., 2007; Udchachon et al., 2011; Huang Hu et al., 2012, 2013),其原因被认为可能与古特提斯洋的张开及富硅海水被带入有关(Hara et al., 2010)。Huang Hu et al. (2012)对南丹和普安一带上泥盆统榴江组硅质岩进行研究,发现其 Ce/Ce\* 值分别为 0.72±0.08 和 0.78±0.11; Y/Ho 值分别为 38.37±7.67 和 35.25±5.27,具有开阔洋盆硅质岩的特征,这说明晚泥盆世,右江盆地仍保持伸展、裂陷作用,盆地环境逐渐进入相对稳定的开阔边缘海环境(Huang Hu et al., 2012)。罗甸中泥盆世硅质沉积物表现出的较低 Ce/Ce\* 值(0.45~0.82,平均 0.61)和较高的 Y/Ho 值(28.2~36.7,平均 34.2),以及晚泥盆世较高的 Ce/Ce\* 值(0.51~0.96,平均 0.87)和较低的 Y/Ho 值(26.6~37.0,平均 30.8),综合表明,水城-紫云-南丹晚古生代裂陷盆地从中泥盆世到晚泥盆世,其环境逐渐由较为局限的边缘裂谷盆地环境向更为开阔的裂谷盆地环境转化,逐渐远离大陆边缘,遭受陆源风化物质的影响不断减弱,盆地内部沉积物建造类型也由滨岸碎屑岩、浅水

相碳酸盐岩向深水相硅质岩、硅质泥岩及泥灰岩过渡,这也进一步反映了右江盆地在晚泥盆世的完整演化过程。

#### 4 结论

(1)罗甸中晚泥盆世沉积硅质岩、硅质泥岩建造类型不同于增生型或岛弧型硅质岩,属于受区域性深大断裂控制的深水相沉积。

(2)Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、TiO<sub>2</sub>、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>,以及 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub>-Al (Al+Fe+Mn)和 Al/(Al+Fe+Mn)分析结果表明,罗甸中晚泥盆世硅质沉积物属于正常海相沉积,其硅质主要来自硅质生物,形成于受陆源物质影响的裂谷盆地环境。

(3)(La/Ce)<sub>N</sub> 值、Ce/Ce\* 值、Y/Ho 值及 (ΣREE+Y)-SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>图解表明,从中泥盆世到晚泥盆世,硅质沉积物成岩过程受陆源风化物质影响的程度不断降低,沉积环境逐渐由局限边缘裂谷盆地向开阔裂谷盆地转变,暗示水城-紫云-南丹晚古生代裂陷盆地在中晚泥盆世也处于不断的伸展、裂陷阶段。

**致谢:**评阅专家提出了诸多宝贵意见和建议,使我们对这一科学问题的认识得到很大的提高,在此表示衷心感谢。

#### References

Adachi M, Yamamoto K, Sugisaki R. 1986. Hydrothermal chert

- and associated siliceous rocks from the Northern Pacific: their geological significance as indication of ocean ridge activity. *Sedimentary Geology*, 47(1~2): 125~148.
- Bau M, Koschinsky A, Dulski P, Hein J R. 1996. Comparison of the partitioning behaviours of yttrium, rare earth elements, and titanium between hydrogenetic marine ferromanganese crusts and seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(10): 1709~1725.
- Chakrabarti R, Knoll A H, Jacobsen S B, Fischer W W. 2012. Si isotope variability in Proterozoic cherts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 91: 187~201.
- Chen D Z, Qing H R, Yan X, Li H. 2006. Hydrothermal venting and basin evolution (Devonian, South China): constraints from rare earth element geochemistry of the chert. *Sedimentary Geology*, 183(3~4): 203~216.
- Chen Hongde, Zeng Yunfu, Li Xiaoquan. 1989. Evolution of the sedimentation and tectonics of Late Paleozoic Danchi Basin. *Acta Sedimentologica Sinica*, 7(4): 85~96 (in Chinese with English abstract).
- Ding L, Zhong D L. 1996. Characteristics of rare earth elements and cerium anomalies in cherts from the Paleo-Tethys in Changning-Menglian belt in western Yunnan, China. *Science in China (Series B)*, 39(1): 35~45.
- Du Yuansheng, Huang Hongwei, Huang zhiqiang, Xu Yajun, Yang Jianghai, Huang Hu. 2009. Basin translation from Late Palaeozoic to Triassic of Youjiang Basin and its tectonic significance. *Geological Science and Technology Information*, 28(6): 10~15 (in Chinese with English abstract).
- Elderfield H, Greaves M J. 1982. The rare earth elements in seawater. *Nature*, 296: 214~219.
- Fan H F, Wen H J, Zhu X K, Hu R Z, Tian S H. 2013. Hydrothermal activity during Ediacaran-Cambrian transition: Silicon isotopic evidence. *Precambrian Research*, 224: 23~35.
- Fleet A J. 1983. Hydrothermal and hydrogenous ferro-manganese deposits: Do they form a continuum? The rare earth element evidence. In: Rona P A, Boström K, Laubier L, Smith K L, eds. *Hydrothermal Process at Seafloor Spreading Centers*. New York: Plenum Press, 535~555.
- Girty G H, Ridge D L, Knaack C, Johnson D, Al-Riyami R K. 1996. Provenance and depositional setting of Paleozoic chert and argillite, Sierra Nevada, California. *Journal of Sedimentary Research*, 66(1): 107~118.
- Hayashi K I, Fujisawa H, Holland H D, Ohmoto H. 1997. Geochemistry of 1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(19): 4115~4137.
- Hara H, Kurihar T, Kurod J, Adachi Y, Kurita H, Wakita K, Hisada K, Charusiri P, Charoentitirat T, Chaodumrong P. 2010. Geological and geochemical aspects of a Devonian siliceous succession in Northern Thailand: Implications for the opening of the Paleo-Tethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297(2): 452~464.
- Huang Hu, Du Yuansheng, Yang Jianghai, Tao Ping, Huang Hongwei, Huang Zhiqiang, Xie Chunxia, Hu Lisha. 2012. Geochemical features of siliceous sediments of the Shuicheng-Ziyun-Nandan rift basin in the Late Paleozoic and their tectonic implication. *Acta Geologica Sinica*, 86(12): 1994~2010 (in Chinese with English abstract).
- Huang Hu, Du Yuansheng, Huang Zhiqiang, Yang Jianghai, Huang Hongwei, Xie Chunxia, Hu Lisha. 2013. Depositional chemistry of chert during Late Paleozoic from western Guangxi and its implication for the tectonic evolution of the Youjiang Basin. *Science China: Earth Sciences*, 43(2): 304~316.
- Koto Y, Nakao K, Isozaki Y. 2002. Geochemistry of Late Permian to Early Triassic pelagic cherts from southwest Japan: implications for an oceanic redox change. *Chemical Geology*, 182(1): 15~34.
- Li X H. 2000. Geochemistry of the Late Paleozoic radiolarian cherts within the NE Jiangxi ophiolite melange and its tectonic significance. *Science in China (Series D: Earth Sciences)*, 43(6): 617~624.
- Liu Wenjun, Zeng Yunfu, Zhang Jinquan, Chen Hongde, Zheng Rongcai. 1993. The geochemical characteristics of volcanic rocks and structural setting in Youjiang Basin, Guangxi. *Geology of Guangxi*, 6(2): 1~14 (in Chinese with English abstract).
- Ma Wenxin, Liu Shugen, Huang Wenming, Chen Cuihua, Zhang Changjun. 2014. Fabric characteristics and formation mechanism of chert in Sinian Dengying Formation, eastern Chongqing. *Acta Geologica Sinica*, 88(2): 239~253 (in Chinese with English abstract).
- Murray R W, Buchholtz Ten Brink M R, Gerlach D C, Price Russ III G, Jones D L. 1991. Rare earth, major, and trace elements in chert from the Franciscan Complex and Monterey Group, California: assessing REE sources to fine-grained marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(7): 1875~1895.
- Murray R W, Buchholtz Ten Brink M R, Gerlach D C, Price Russ III G, Jones D L. 1992. Rare earth, major, and trace element composition of Monterey and DSDP chert and associated host sediment: Assessing the influence of chemical fractionation during diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(7): 2657~2671.
- Murray R W. 1994. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and application. *Sedimentary Geology*, 90(3~4): 213~232.
- Nozaki Y, Zhang J, Amakawa H. 1997. The fractionation between Y and Ho in the marine environment. *Earth and Planetary Science Letters*, 148(1): 329~340.
- Qiu Zhen, Wang Qingchen, Yan Detian. 2011a. Geochemistry and sedimentary background of the Middle-Upper Permian cherts in the Penglaitan section, Laibin, Guangxi Province. *Acta Petrologica Sinica*, 27(10): 3141~3155 (in Chinese with English abstract).

- Qiu Zhen, Wang Qingchen. 2011b. Geochemical evidence for submarine hydrothermal origin of the Middle-Upper chert in Laibin of Guangxi, China. *Science China: Earth Sciences*, 41(5): 725~737 (in Chinese).
- Rimmer S M. 2004. Geochemical paleoredox indicators in Devonian-Mississippian black shales, Center Appalachian basin(USA). *Chemical Geology*, 206(3~4): 373~391.
- Sugisaki R, Yamamoto K, Adachi M. 1982. Triassic bedded cherts in central Japan are not pelagic. *Nature*, 298: 644~647.
- Sugitani K, Yamamoto K, Wada H, Binu-Lal S S, Yoneshige M. 2002. Geochemistry of Archean carbonaceous cherts deposited at immature island-arc setting in the Pilbara Block, Western Australia. *Sedimentary Geology*, 151(1~2): 45~66.
- Taylor S R, McLennan S M. 1985. *The Continental Crust, Its Composition and Evolution; an Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks*. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1~312.
- Thassanapak H, Udchachon M, Chonglakmani C, Feng Q L. 2011. Geochemistry of Middle Triassic radiolarian cherts from northern Thailand: Implication for depositional environment. *Journal of Earth Science*, 22(6): 688~703.
- Thurston P C, Kamber B S, Whitehouse M. 2012. Archean cherts in banded iron formation insight into Neoproterozoic Ocean chemistry and depositional processes. *Precambrian Research*, 214~215: 227~257.
- Udchachon M, Thassanapak H, Feng Q L, Chonglakmani C. 2011. Geochemical constraints on the depositional environment of Upper Devonian radiolarian cherts from Loei, North-eastern Thailand. *Frontiers of Earth Science*, 5(2): 178~190.
- Wang Zhongcheng, Wu Haoruo, 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 (in Chinese with English abstract).
- Wang Zhongcheng, Wu Haoruo, Kuang Guodun. 1997. Characteristics of the Late Paleozoic Oceanic basalts and their eruptive environments in West Guangxi. *Acta Petrologica Sinica*, 13(2): 260~265 (in Chinese with English abstract).
- Wang Zhuozhuo, Chen Daizhao, Wang Jianguo. 2007. Element geochemistry and depositional setting of the chert in Devonian, Nanning area, Guangxi. *Acta Sedimentologica Sinica*, 25(2): 239~245 (in Chinese with English abstract).
- Yamamoto K. 1987. Geochemical characteristics and depositional environments of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shimanto Terranes. *Sedimentary Geology*, 52(1~2): 65~108.
- Yang Zhenyu, Shen Weizhou, Zheng Liandi. 2009. Element and isotopic geochemistry of Guadalupian-Lopingian boundary profile at the Penglitan section of Laibin, Guangxi Province, and its geological implications. *Acta Geologica Sinica*, 83(1): 1~15 (in Chinese with English abstract).
- Zhou Yongzhang. 1990. On sedimentary geochemistry of siliceous rocks originated from thermal water in Nandan-Hechi Basin. *Acta Sedimentologica Sinica*, 8(3): 75~83 (in Chinese with English abstract).
- Zeng Yunfu, Liu Wenjun, Chen Hongde, Zheng Rongcai, Zhang Jinquan, Li Xiaoquan, Jiang Tingcao. 1992. The sedimentary characteristics and structural evolution of the Youjiang composite basin. *Geology of Guangxi*, 5(4): 1~14 (in Chinese with English abstract).

## 参 考 文 献

- 陈洪德, 曾允孚, 李孝全. 1989. 丹池晚古生代盆地的沉积和构造演化. *沉积学报*, 7(4): 85~96.
- 丁林, 钟大赉. 1995. 滇西昌宁-孟连带古特提斯洋硅质岩稀土元素和铷异常特征. *中国科学(B辑)*, 25(1): 93~100.
- 杜远生, 黄宏伟, 黄志强, 徐亚军, 杨江海, 黄虎. 2009. 右江盆地晚古生代一三叠纪盆地转换及其构造意义. *地质科技情报*, 28(6): 10~15.
- 黄虎, 杜远生, 杨江海, 陶平, 黄宏伟, 黄志强, 谢春霞, 胡丽莎. 2012. 水城-紫云-南丹裂陷盆地晚古生代硅质岩地球化学特征及其地质意义. *地质学报*, 86(12): 1994~2010.
- 黄虎, 杜远生, 黄志强, 杨江海, 黄宏伟, 谢春霞, 胡丽莎. 2013. 桂西晚古生代硅质岩地球化学特征及其对右江盆地构造演化的启示. *中国科学: 地球科学*, 43(2): 304~316.
- 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.
- 刘文均, 曾允孚, 张锦泉, 陈洪德, 郑荣才. 1993. 右江盆地火山岩的地球化学特点及其构造环境. *广西地质*, 6(2): 1~14.
- 马文辛, 刘树根, 黄文明, 陈翠华, 张长俊. 2014. 渝东地区震旦系灯影组硅质岩结构特征与成因机理. *地质学报*, 88(2): 239~253.
- 邱振, 王清晨, 严德天. 2011a. 广西来宾蓬莱滩剖面中上二叠统硅质岩的地球化学特征及沉积背景. *岩石学报*, 27(10): 3141~3155.
- 邱振, 王清晨. 2011b. 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. *中国科学: 地球科学*, 41(5): 725~737.
- 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.
- 王忠诚, 吴浩若, 邝国敦. 1997. 桂西晚古生代海相玄武岩的特征及其形成环境. *岩石学报*, 13(2): 260~265.
- 王卓卓, 陈代钊, 汪建国. 2007. 广西南宁地区泥盆系硅质岩地球化学特征及沉积环境. *沉积学报*, 25(2): 239~245.
- 杨振宇, 沈渭洲, 郑连弟. 2009. 广西来宾蓬莱滩二叠纪瓜德鲁普统-乐平统界限剖面元素和同位素地球化学研究及地质意义. *地质学报*, 83(1): 1~15.
- 周永章. 1990. 丹池盆地热水成因硅质岩的地球化学特征. *沉积学报*, 8(3): 75~83.
- 曾允孚, 刘文均, 陈洪德, 郑荣才, 张锦泉, 李孝全, 蒋廷操. 1992. 右江复合盆地的沉积特征及其构造演化. *广西地质*, 5(4): 1~14.

## Depositional Environments and Tectonic Background of the Middle-Late Devonian Siliceous Sediments in Luodian, South Guizhou

GAO Junbo<sup>1)</sup>, YANG Ruidong<sup>1)</sup>, ZHENG Lulin<sup>1)</sup>, WEI Huairui<sup>1)</sup>, CHENG Wei<sup>2)</sup>

1) College of Resources and Environmental Engineering, Guizhou University, Guiyang, 550025;

2) Mining College of Guizhou University, Guizhou University, Guiyang, 550025

### Abstract

Deep-water sedimentary siliceous rocks and limestones, widely developed in Luodian, South Guizhou during Middle-Upper Devonian time, belong to a special formation type of siliceous rocks, because their formation type is distinctly different from siliceous rock developed within the island arc-type or accretionary environments. The petrological, mineralogical, and geochemical study was carried out for 42 samples collected from the Middle-Upper Devonian siliceous sediments at Mengjiang and Guoshizhai in Luodian county, South Guizhou. The results reveal that the middle Devonian siliceous sedimentary rocks are high in  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0.62%~22.1%),  $\text{TiO}_2$  (0.01%~0.84%),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (0.41%~10.5%) and  $\sum\text{REE}$  content ( $7.87 \times 10^{-6} \sim 319 \times 10^{-6}$ ), and  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  (0.51~0.96), and relatively low in  $\text{Y}/\text{Ho}$  (26.6~37.0, ave. 30.8) and  $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{N}}$  (1.06~1.99, ave. 1.28); while the Mengjiang siliceous sediments of Upper Devonian are low in  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (2.42%~10.6%),  $\text{TiO}_2$  (0.06%~0.43%),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (0.62%~2.65%),  $\sum\text{REE}$  ( $28.7 \times 10^{-6} \sim 163 \times 10^{-6}$ ),  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  (0.45~0.82), and relatively high in  $\text{Y}/\text{Ho}$  (28.2~36.7, ave. 34.2) and  $(\text{La}/\text{Ce})_{\text{N}}$  (1.34~2.34, ave. 1.82). Except the effect of  $\text{SiO}_2$  dilution, the siliceous sediments in the study area have greatly variable REE contents and indicate multiple sources in origin, with large part from seawater from Middle to Upper Devonian and minor from terrigenous clastics. The discrimination diagrams of  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2\text{-Al}(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ ,  $\text{Al-Fe-Mn}$  and  $(\sum\text{REE}+\text{Y})\text{-SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ , and the major and rare earth element geochemical characteristics of the Middle-Upper Devonian siliceous sediments at Guoshizhai and Mengjiang in Luodian, indicate that these siliceous sediments formed in a normal marine sedimentary environment, with the depositional environment changing from restricted margin rift basin to an open-ocean rift basin during Middle to Upper Devonian. This study is of important value for further understanding the evolution for the Shuicheng-Ziyun-Nandan rift basin in the Late Paleozoic and Youjiang basin during Middle to Upper Devonian.

**Key words:** siliceous sediments; sedimentary environments; tectonic setting; Middle-Upper Devonian; Luodian; Guizhou