

文章编号: 0258-7106(2012)02-0241-14

江西广丰杨村超大型滑石矿床成因探讨^{*}

雷焕玲¹ 蒋少涌^{1* * *} 孙 岩¹ 罗 平² 李艳红³ 马振兴³

(1 内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京大学地球科学与工程学院, 江苏 南京 210093;

2 江西省地质矿产局赣东北大队, 江西 上饶 333100; 3 江西省国土资源厅地质勘测基金管理中心, 江西 南昌 330002)

摘 要 江西广丰杨村滑石矿储量达上亿吨, 是世界上超大型滑石矿床之一。矿石主要由鲕粒状滑石组成, 含少量石英和碳酸盐矿物及浸染状有机质, 具有典型的沉积鲕粒状结构, 赋矿围岩白云岩硅化较强烈。研究结果表明, 白云岩与滑石矿岩标准化稀土元素分配模式基本一致, 重稀土元素相对轻稀土元素弱富集, 稀土元素总量低, 弱负铈异常, 并且它们具有相同的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值(0.7092~0.7101), 白云岩的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值变化范围在-4.9‰~+0.7‰之间, 与同期海水大体一致。这些地球化学特征暗示了滑石矿和白云岩具有相同的物质来源, 滑石成矿所需的镁可能来源于海水。部分样品显示正铈异常, 且白云岩中 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值(+14.5‰~+19.7‰)较同期海水偏低, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值比同期海水稍高, 暗示成矿物质并非由海水单一提供, 可能还有高⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值、富硅的热液提供了成矿所需的硅。综合滑石和白云岩岩相学和地球化学特征, 认为江西广丰杨村滑石矿为同生热水沉积成因, 滑石中镁来源于富镁海水, 硅来源于海水下渗淋滤古老硅铝质地层形成的富硅、高⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值的热液, 海水中镁与热液中硅结合形成滑石。滑石矿在经历了同生沉积-热液期之后, 又受到了后期强烈的变质变形作用的叠加, 形成了具片理构造的滑石片岩。

关键词 地质学 鲕粒滑石 稀土元素配分模式 C-O-Sr 同位素 同生热水沉积 江西杨村

中图分类号: P619.25+3

文献标志码: A

Genesis of Yangcun superlarge talc deposit in Guangfeng County, Jiangxi Province

LEI HuanLing¹, JIANG ShaoYong¹, SUN Yan¹, LUO Ping², LI YanHong³ and MA ZhenXing³

(1 State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, Jiangsu, China; 2 Northeast Jiangxi Party of Jiangxi Bureau of Geology and Mineral Resources, Shangrao 333100, Jiangxi, China; 3 Administration Center of Geological Investigation, Department of Land and Resources, Nanchang 330002, Jiangxi, China)

Abstract

The Yangcun talc deposit in Guangfeng County of Jiangxi Province is one of the superlarge talc deposits in the world. The ore reserves are over a hundred million tons. The talc ore consists mainly of oolite granular talc with a small amount of quartz, carbonates and disseminated organic matter, assuming typical sedimentary oolite granular structure. The wall rock dolomite is strongly silicified, and consists mainly of dolomite and quartz. The talc ore and dolomite show similar REE patterns, with low REE content, weakly negative Ce anomaly, and weak enrichment of HREE in relation to LREE. They also show similar Sr isotopic compositions, with ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr

^{*} 本文得到国家重点基础研究 973 项目(编号 2012 CB406706)资助

第一作者简介 雷焕玲, 女, 1984 年生, 硕士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: leihl09@126.com

^{**} 通讯作者 蒋少涌, 男, 教授。Email: Shyjiang@nju.edu.cn

收稿日期 2011-09-16; 改回日期 2011-12-04。张绮玲编辑。

ratios of 0.7092~0.7101 for both talc and dolomite. The dolomite has $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ values of -4.9‰ to 0.7‰ , similar to the range of the contemporaneous seawater. These data indicate that the magnesium in the talc ore and dolomite probably shared the same source and might have originated from the seawater. However, some of the samples also show positive Eu anomalies, lower $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ ($14.5\text{‰} \sim 19.7\text{‰}$), and slightly higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values than the contemporaneous seawater values, and these characteristics may suggest an additional source besides seawater that contributed to the formation of talc ore. The authors hold that the required silicon in talc was probably provided by silica-rich hydrothermal fluid with slightly higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values than the seawater. It is considered that the Yangcun talc deposit may have a syngenetic hydrothermal sedimentary origin. Magnesium was mainly derived from magnesium-rich seawater and silicon was mainly derived from silicon-rich and high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ hydrothermal fluid which was formed by seawater infiltrating and leaching of the old crustal strata. After synsedimentary deposition, talc ores also underwent strong metamorphism and deformation, which formed talc schist with typical schistosity structure.

Key words: geology, oolite granular talc, REE patterns, C-O-Sr isotope, syngenetic hydrothermal sedimentary origin, Yangcun, Jiangxi Province

滑石矿的成因类型大致有 3 种:一是富硅热液交代富镁碳酸盐、黏土岩等,如德国 Göpfersgrün 滑石矿为富硅的盆地热卤水交代白云质大理岩形成的(Hecht et al., 1999);二是超基性岩-基性岩的热液蚀变作用,如喀麦隆 Boumnyebel 滑石矿由超基性岩(橄榄岩、辉石岩)经热液蚀变形成(Nkoumbou et al., 2006);三是沉积型滑石矿。前两种成因类型的滑石矿比较常见,其成矿物质来源于富镁质碳酸盐、黏土岩或富镁超基性岩-基性岩,成矿流体可能起源于盆地热卤水或者与岩浆岩有关的热液,而第三种沉积型滑石矿比较罕见,成矿物质可能源于富镁海水和海底富硅热液,广丰杨村和溪滩滑石矿是沉积型滑石矿的典型代表(徐新之, 1990; 邱素梅等, 1993)。

江西广丰杨村滑石矿储量超过 1 亿吨,是世界上超大型滑石矿之一,现仍在露采中。鉴于前人对该矿床的地球化学特征研究甚少,对其成因研究不足,本文通过对广丰杨村滑石矿区滑石矿石和围岩白云岩的主、微量元素,稀土元素元素(REE),稳定碳、氧同位素和锶同位素等地球化学特征的研究,结合野外观察和镜下岩相学的分析,探讨了滑石矿的成因及其镁质与硅质来源。

1 地质背景和样品采集

江西广丰杨村滑石矿位于江西、福建、浙江三省交汇处,属于江西省上饶市广丰县,大地构造上位于下扬子板块与残留华南盆地的结合带上,为残留华南海边缘(图 1)。

矿区 NE 向印支期褶皱、NE 向逆冲推覆构造及滑脱构造发育,岩浆岩不发育,仅有少量燕山期煌斑岩脉出露,出露地层由古到新为新元古界灯影组、寒武系、奥陶系、第四系,主要由砂岩、页岩、白云质灰岩、磷块岩、硅质灰岩、硅质白云岩、鲕粒滑石组成。滑石矿体受特定层位的控制,呈层状、似层状及透镜状,矿体厚度 64~148 m,长达数千米,赋存于新元古界灯影组硅质白云岩、假鲕状硅质页岩、硅质灰岩、假鲕状硅质岩中,底板为假鲕状硅质岩或磷矿层,顶板为假鲕状硅质灰岩等。江西省地矿局赣东北大队根据所处褶皱部位将矿区初步划分为 4 个矿体(图 2),自北而南依次编为 M1、M2、M3 和 M4 矿体,其中 M3 矿体储量最大。

本文所研究的样品中的 1 个滑石样品(PT2)采自 M3 矿区萍塘区,采样点坐标位置为 $\text{N}28^{\circ}29'42.9''$, $\text{E}118^{\circ}13'30.8''$,其他 5 个滑石样品和 5 个白云岩样品均采自 M1 矿区大塘坞区,采样点坐标位置为 $\text{N}28^{\circ}31'35.7''$, $\text{E}118^{\circ}15'18.8''$ 。

2 分析方法

本次工作所有化学及同位素分析均在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成。

2.1 主量和微量元素

矿石主量元素分析采用等离子发射光谱(ICP-AES)方法,将 100 mg 全岩粉末碱熔(四硼酸锂)后用 10% HCl 溶样,以溶液状态在 JY38S 型发射光谱仪上进行测试,测试中相对标准偏差(RSD)一般 $\leq 2\%$ 。

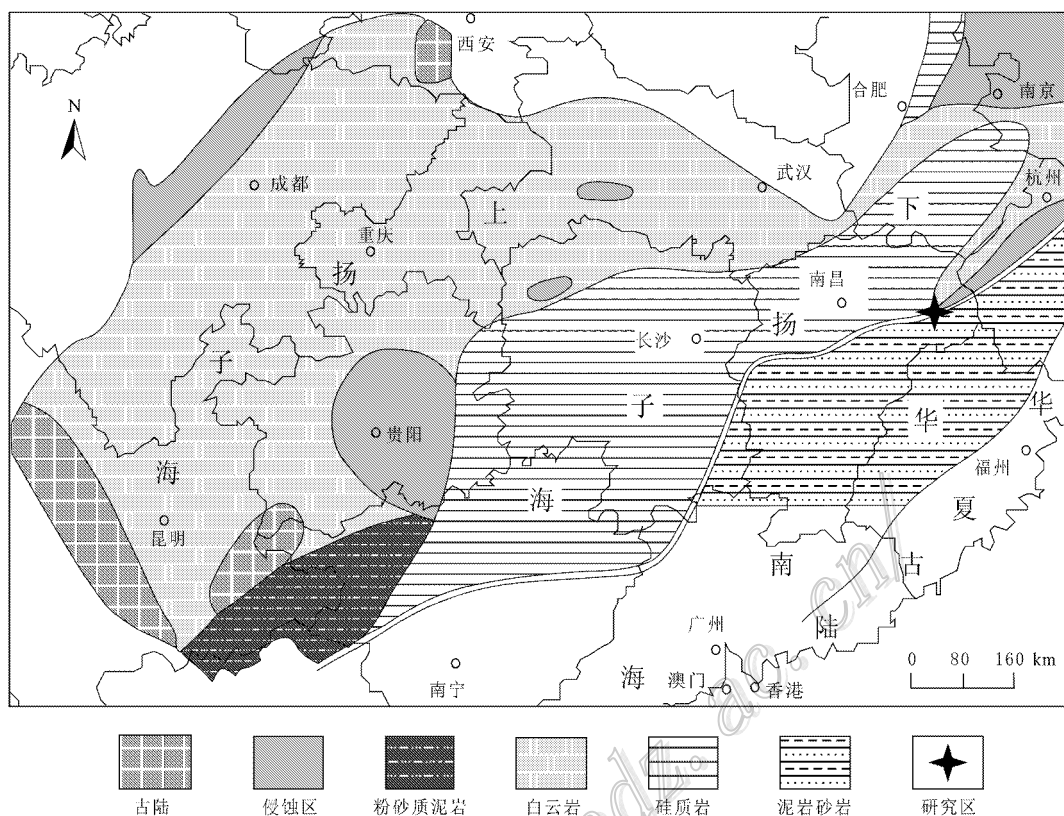


图 1 中国南方新元古代晚期灯影岩相古地理图(Zhu et al. , 2007)

Fig. 1 Lithofacies-paleogeographic map of late Neoproterozoic Dengying Formation in southern China
(modified after Zhu et al. , 2007)

对于微量元素测定,滑石矿粉末样和 2 个白云岩全岩粉末样(DTW10 和 DTW12)采用酸溶法($\text{HF} + \text{HNO}_3$)其他碳酸盐粉末样用 0.5 N HAc 溶样,用 Finnigan Element II 型高分辨等离子质谱(HR-ICP-MS)对样品溶液进行测定,分析精度优于 5%,详细测试流程见有关文献(高剑峰等 2003)。

2.2 稳定 C、O 同位素

碳、氧同位素用连续流质谱仪(CF-IRMS)进行分析,仪器型号为德国 Finnigan 公司的 Delta Plus XP 和在线制样装置 Gas Bench II。分析时将碳酸盐粉末样在 He 气条件下与 100% 磷酸在 70℃ 反应 1 h 生成 CO_2 然后送入质谱仪测试。测定值均采用 VPDB 国际标准,碳、氧同位素分析精度均优于 0.1‰。

2.3 Sr 同位素

Sr 同位素的测试,将滑石全岩粉末样 100 mg 和 2 个白云岩全岩粉末样(DTW10 和 DTW12)100 mg 用 $\text{HF} + \text{HNO}_3$ 溶样,其他碳酸盐用微钻取 100 mg 粉末样,用 0.5 N HAc 溶解,离心分离取其上层清

液,用 BioRad AG 50W×8 阳离子树脂分离纯化 Sr 元素,详细化学分离流程参阅濮巍等(2005)。Sr 同位素测试在 Finnigan Triton TI 型表面热电离质谱仪(TIMS)上进行,用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ 对质量分馏进行校正,Sr 同位素国际标准物质 NIST SRM987 长期的测试值 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710252 \pm 0.000016$ (2σ , $n = 65$) 与文献报道值一致(0.710252 ± 0.000013 ; Weis et al. , 2006)。

3 分析结果

3.1 主量、微量元素

滑石矿中 $w(\text{SiO}_2)$ 为 42.5% ~ 62.1%、 $w(\text{MgO})$ 为 20.4% ~ 29.4%、 $w(\text{CaO})$ 为 0.74% ~ 11.7% 其他组分(如 K_2O 、 Na_2O 、 Al_2O_3 等)含量均十分低。 SiO_2 、 MgO 和 CaO 含量变化比较大, MnO 、 CaO 、Sr 与 SiO_2 呈负相关关系,可能与滑石矿受后期构造变形作用有关。赋矿围岩——白云岩则具有高 SiO_2 (>40%)、低 K_2O 、 Na_2O 、 Al_2O_3 的特征(表 1)。

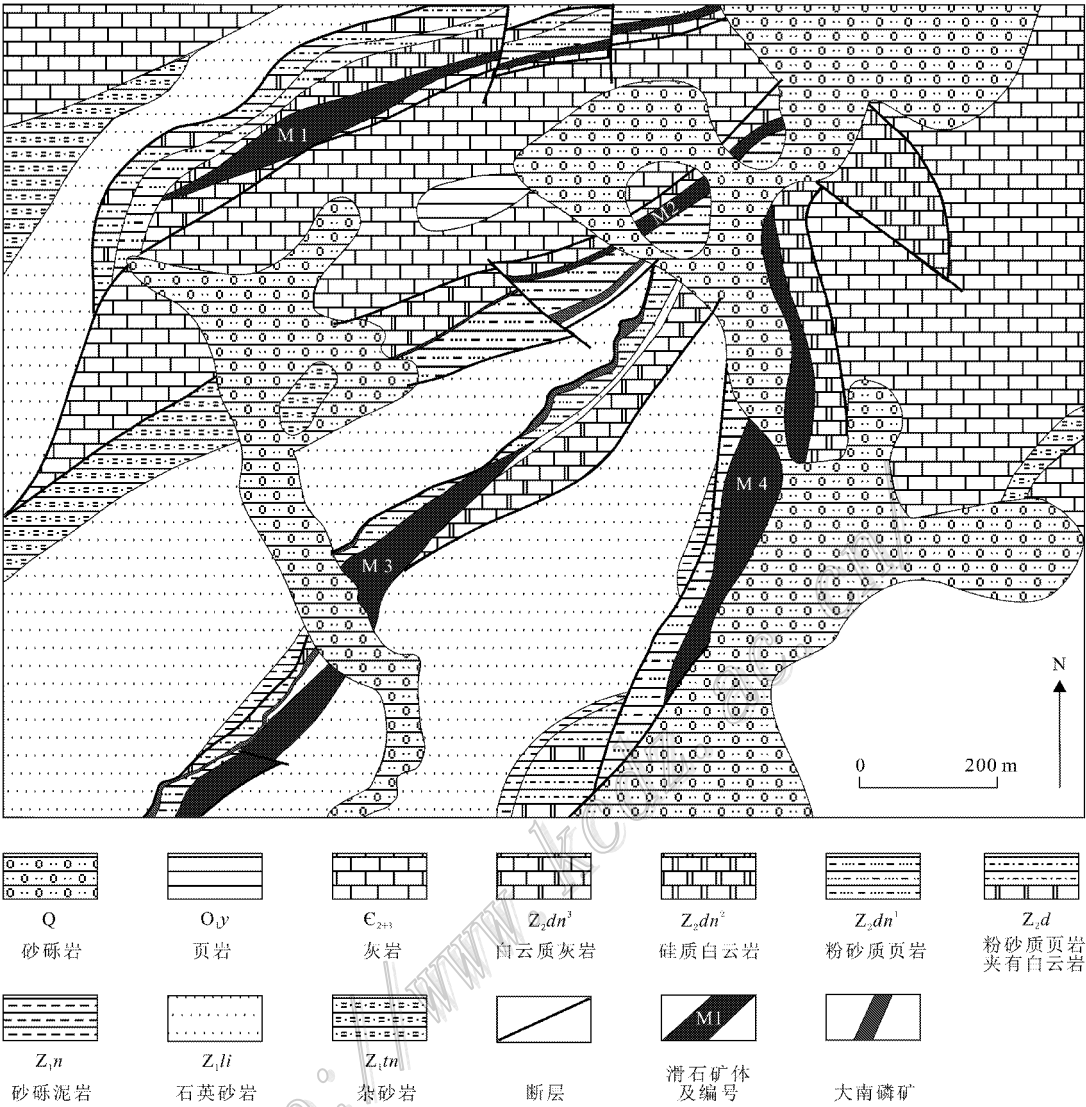


图 2 江西省广丰县杨村滑石矿区地质简图(据江西省地矿局赣东北大队内部资料修改)

Fig. 2 Simplified geological map of the Yangcun talc deposit in Guangfeng County , Jiangxi Province (modified after Northeast Jiangxi Party of Jiangxi Bureau of Geology and Mineral Resources)

表 1 滑石、白云岩主量元素分析[$\mu(B\%)$]

Table 1 Major element analyses of talc and dolomite[$\mu(B\%)$]

	PT2 滑石	DTW6 滑石	DTW7 滑石	DTW8 滑石	DTW16 滑石	DTW17 滑石	DTW10 白云岩	DTW12 白云岩
SiO ₂	62.10	51.88	42.46	46.64	42.97	47.64	45.26	47.61
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	0.05	0.03	0.05	0.04	0.04	0.05	0.06	0.06
TF ₂ O ₃	0.06	0.05	0.07	0.03	0.09	0.05	0.05	0.06
MnO	0.01	0.02	0.03	0.03	0.04	0.02	0.05	0.02
MgO	29.36	27.61	24.32	20.19	28.56	20.42	13.29	12.81
CaO	0.74	6.32	11.66	9.80	8.51	6.20	16.19	15.32
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.02	0.13	0.06	0.14	0.11	0.04	0.05	0.07
烧失量	7.27	13.55	21.14	22.65	19.49	25.29	24.86	23.94
总和	99.65	99.61	99.81	99.53	99.84	99.73	99.82	99.89

滑石矿与白云岩微量元素含量相比,高 Ti、Zr,低 Sr 含量,其他微量元素含量大致相同,并且含量均较低,其中 Mn、Zn、Sr、Ba 等少数几个元素的质量分数高于 10^{-5} ,其他元素的质量分数大致在 $n \times 10^{-8} \sim n \times 10^{-5}$ 之间变化(表 2)。白云岩和滑石中高场强元素及 REE 之间呈现出正相关关系,如 Zr-Hf、Nb-Ta、Th-Sc、Ga-Rb、La-Ce、La-Sm(图 3)暗示成岩成

矿物质具有两种物源,即富镁海水和富硅热液。

3.2 稀土元素

滑石、白云岩的 REE(表 2)用后太古宙澳大利亚页岩(PAAS,据 McLennan, 1989)标准化(图 4),均显示出相似的稀土元素配分模式,配分曲线呈左倾型,具有稀土元素总量低($< 6 \times 10^{-6}$),轻稀土元素亏损,负铈异常,5个滑石和2个白云岩样品显示

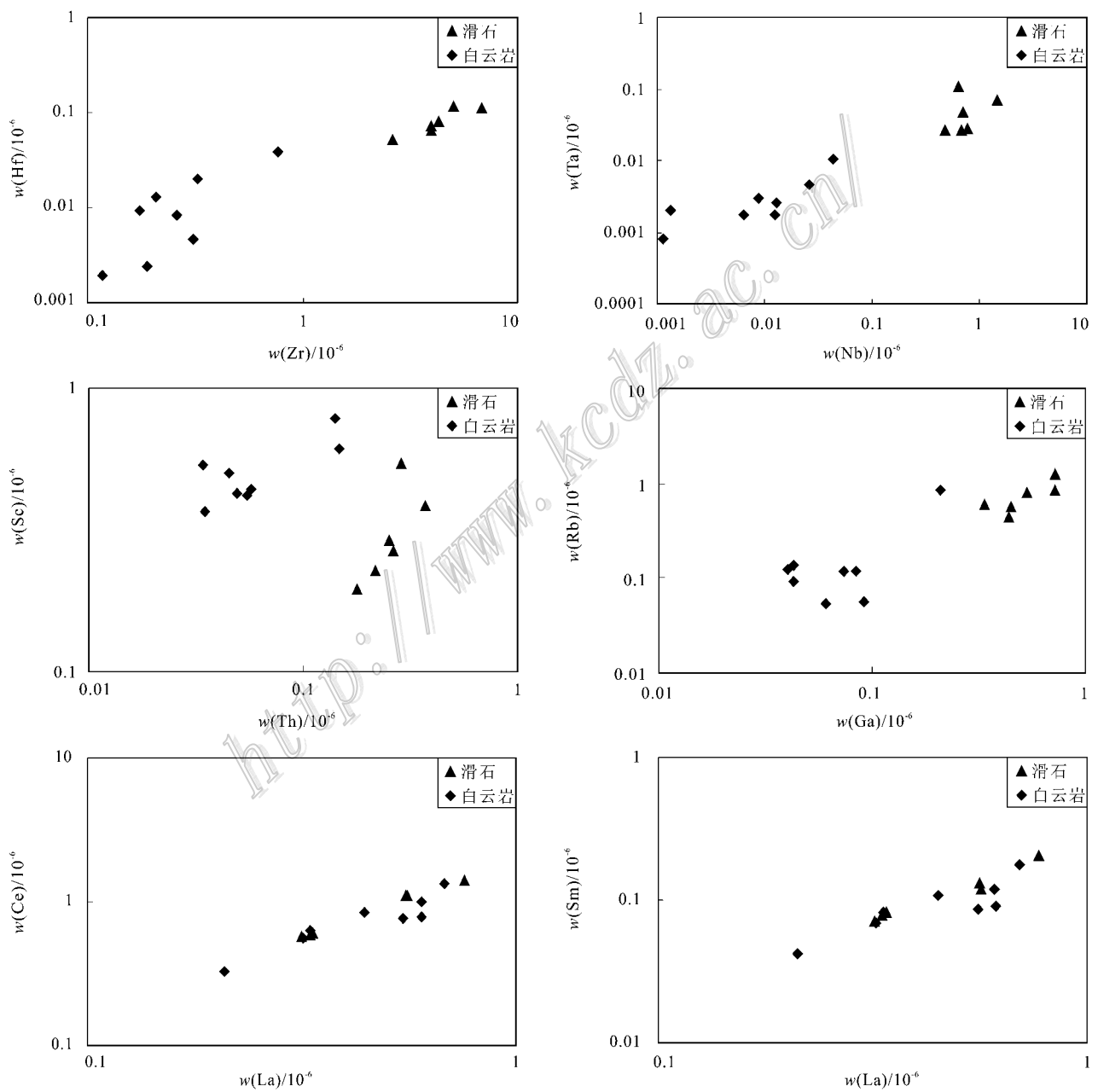


图 3 滑石矿和白云岩微量元素 Zr-Hf、Nb-Ta、Th-Sc、Ga-Rb、La-Ce、La-Sm 相关性

Fig. 3 Correlation of trace elements between talc ore and dolomite : Zr versus Hf , Nb versus Ta , Th versus Sc , Ga versus Rb , La versus Ce , La versus Sm

表 2 滑石、白云岩微量元素及稀土元素元素分析
Table 2 Trace element and REE analyses of talc and dolomite

	PT2 滑石	DTW6 滑石	DTW7 滑石	DTW8 滑石	DTW16 滑石	DTW17 滑石	DTW10 白云岩
	$\mu(B)/10^{-6}$						
Sc	0.39	0.29	0.23	0.19	0.55	0.27	0.44
Ti	63.6	33.4	29.0	19.5	139	36.7	1.21
V	3.37	1.29	1.20	0.89	4.99	1.49	1.27
Cr	16.43	13.93	13.81	9.30	15.59	20.86	16.39
Mn	46.2	125	175	179	233	91.9	572
Co	0.53	0.50	0.43	0.35	0.98	0.36	0.10
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	5.52	3.97	2.93
Cu	27.51	21.82	21.02	23.33	18.29	20.44	10.80
Zn	106	160	149	85.5	132	91.6	222
Ga	0.72	0.54	0.45	0.43	0.73	0.34	0.04
Rb	0.84	0.80	0.56	0.45	1.27	0.61	0.14
Sr	12.80	76.4	106	113	71.5	47.3	733
Zr	6.81	4.29	3.99	2.62	5.05	3.99	0.33
Nb	1.47	0.79	0.63	0.48	0.71	0.67	0.03
Mo	0.24	0.23	0.29	0.68	0.38	0.88	0.00
Cd	0.15	0.18	0.12	0.12	0.07	0.09	0.17
Sn	0.13	0.12	0.10	0.23	0.22	0.11	0.06
Cs	0.78	1.15	0.72	0.31	0.82	0.08	0.07
Ba	7.66	20.87	15.47	30.71	39.63	82.8	61.7
Hf	0.111	0.081	0.064	0.051	0.117	0.073	0.020
Ta	0.070	0.027	0.108	0.027	0.047	0.027	0.005
W	1.68	3.89	0.74	38.80	0.43	0.92	0.00
Pb	3.01	1.96	1.63	1.51	6.10	2.16	0.98
Bi	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Th	0.37	0.25	0.22	0.18	0.29	0.27	0.06
U	0.25	0.26	0.18	0.13	0.19	0.20	0.10
Y	1.100	1.399	0.864	0.766	1.070	0.850	0.967
La	0.556	0.558	0.336	0.315	0.760	0.330	0.318
Ce	1.102	1.114	0.607	0.578	1.411	0.588	0.558
Pr	0.165	0.127	0.086	0.076	0.148	0.085	0.071
Nd	0.688	0.538	0.339	0.282	0.596	0.300	0.321
Sm	0.132	0.118	0.081	0.071	0.207	0.077	0.069
Eu	0.048	0.036	0.024	0.024	0.037	0.029	0.023
Gd	0.133	0.134	0.094	0.079	0.143	0.101	0.091
Tb	0.020	0.023	0.012	0.012	0.025	0.014	0.014
Dy	0.154	0.148	0.108	0.089	0.176	0.103	0.103
Ho	0.036	0.041	0.026	0.025	0.035	0.026	0.021
Er	0.113	0.116	0.085	0.071	0.106	0.078	0.074
Tm	0.018	0.020	0.016	0.013	0.024	0.013	0.011
Yb	0.159	0.134	0.100	0.099	0.129	0.098	0.080
Lu	0.026	0.027	0.023	0.017	0.024	0.018	0.013
Eu/Eu*	1.69	1.34	1.29	1.49	1.00	1.49	1.32
Ce/Ce*	0.83	0.97	0.83	0.86	0.97	0.81	0.86
ΣREE	3.35	3.13	1.94	1.75	3.82	1.86	1.77

注：* 单位为 1。

续表 2
Cont. Table 2

	DTW12 白云岩	DTW9-2 白云岩	DTW10-1 白云岩	DTW11-1 白云岩	DTW11-5 白云岩	DTW18-1 白云岩	DTW18-2 白云岩
	$\omega(\text{B})/10^{-6}$						
Sc	0.42	0.78	0.54	0.37	0.61	0.43	0.50
Ti	0.96	2.46	0.45	1.09	1.49	1.50	0.75
V	1.52	2.37	2.18	0.98	1.87	0.97	1.91
Cr	23.06	31.85	29.37	12.24	21.46	2.67	9.91
Mn	263	292	250	155	214	457	331
Co	0.11	0.21	17.94	0.25	1.08	0.21	3.15
Ni	4.63	3.75	4.24	3.32	3.77	3.82	4.40
Cu	10.71	39.71	30.57	17.22	40.80	13.85	16.45
Zn	53.4	166	159	90	109	51.9	104
Ga	0.04	0.21	0.04	0.08	0.07	0.06	0.09
Rb	0.09	0.87	0.12	0.12	0.12	0.05	0.06
Sr	1057	1415	1105	713	906	333	453
Zr	0.31	0.77	0.21	0.26	0.18	0.12	0.19
Nb	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Mo	0.04	0.00	0.35	0.45	1.29	0.10	27.82
Cd	0.11	0.20	0.20	0.05	0.11	0.02	0.12
Sn	0.04	0.12	0.06	0.04	0.05	0.04	0.03
Cs	0.05	0.14	0.07	0.05	0.07	0.07	0.06
Ba	16.71	26.69	30.50	9.89	10.96	33.31	23.72
Hf	0.005	0.039	0.013	0.008	0.009	0.002	0.002
Ta	0.002	0.010	0.003	0.003	0.002	0.002	0.001
W	0.08	0.09	7.02	0.21	1.90	0.04	3.98
Pb	1.02	1.43	8.02	0.89	4.86	1.66	2.28
Bi	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.07
Th	0.05	0.14	0.03	0.03	0.15	0.05	0.05
U	0.16	0.20	0.13	0.07	0.10	0.09	0.14
Y	1.203	1.856	1.600	0.586	1.444	0.707	0.748
La	0.331	0.683	0.444	0.209	0.600	0.602	0.547
Ce	0.627	1.344	0.835	0.328	0.989	0.776	0.769
Pr	0.076	0.178	0.103	0.046	0.149	0.128	0.113
Nd	0.342	0.820	0.465	0.208	0.611	0.482	0.445
Sm	0.083	0.176	0.108	0.042	0.119	0.091	0.086
Eu	0.022	0.038	0.030	0.011	0.029	0.025	0.020
Gd	0.109	0.210	0.151	0.056	0.156	0.098	0.088
Tb	0.018	0.030	0.022	0.007	0.022	0.013	0.012
Dy	0.120	0.206	0.153	0.054	0.161	0.092	0.084
Ho	0.026	0.039	0.035	0.013	0.037	0.018	0.020
Er	0.087	0.150	0.111	0.046	0.112	0.055	0.059
Tm	0.014	0.022	0.017	0.007	0.016	0.008	0.010
Yb	0.106	0.152	0.126	0.049	0.111	0.052	0.061
Lu	0.017	0.021	0.019	0.008	0.018	0.008	0.010
Eu/Eu*	1.04	0.91	1.07	1.01	0.99	1.25	1.06
Ce/Ce*	0.91	0.89	0.90	0.77	0.76	0.65	0.71
ΣREE	1.98	4.07	2.62	1.09	3.13	2.45	2.32

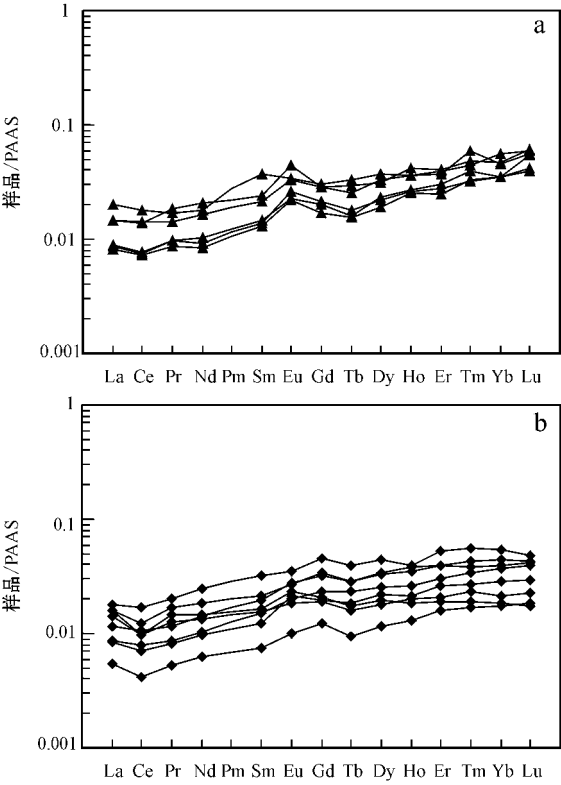


图 4 后太古宙澳大利亚页岩(PAAS)标准化的滑石(a)白云岩(b)稀土元素配分模式图

Fig. 4 Post-Archean Australian Shale-normalized REE patterns of talc (a) and dolomite (b)

正铕异常的特征。滑石的稀土元素总量为 $1.75 \times 10^{-6} \sim 3.82 \times 10^{-6}$, 均值为 2.64×10^{-6} ($\text{LREE}/\text{HREE} \lambda_n = 0.30 \sim 0.43$, 均值为 0.294, $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0.81 \sim 0.97$, 均值为 0.89, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.00 \sim 1.69$, 均值为 1.35; 白云岩稀土元素总量为 $1.09 \times 10^{-6} \sim 4.07 \times 10^{-6}$, 均值为 2.43×10^{-6} ($\text{LREE}/\text{HREE} \lambda_n = 0.29 \sim 0.63$, 均值为 0.31, $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0.65 \sim 0.91$, 均值为 0.80, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.91 \sim 1.32$, 均值为 1.06。滑石和白云岩的稀土元素特征与海水和海相碳酸盐的稀土元素特征非常相似, 暗示了滑石和白云岩的成因与海水有着密切的关系(Elderfield et al., 1982; Klinkhammer et al., 1983; German et al., 1995; Mazumdar et al., 2003)。

3.3 C、O、Sr 同位素组成

白云岩碳、氧同位素分析结果如表 3 所示, 其 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值($+0.7\text{‰} \sim -4.9\text{‰}$)基本与同时期海水的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值一致, 暗示了碳质来源于海水; 其 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值($+14.5\text{‰} \sim +19.7\text{‰}$)与同时代海水

表 3 白云岩稳定同位素(C-O)分析

Table 3 Stable isotope (C-O) analysis of dolomite

样品号	样品描述	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$ /‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ /‰	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ /‰
DTW9-2	白云岩	-14.5	16.0	-2.4
DTW10-1	白云岩	-13.6	16.9	-3.8
DTW11-1	白云岩	-15.6	14.8	-1.4
DTW11-4	白云岩	-15.4	15.0	-4.0
DTW11-5	黑色白云岩	-15.9	14.5	0.7
DTW11-6	角砾白云岩	-15.4	15.0	-0.3
DTW12-1	白云岩	-13.8	16.7	-2.5
DTW18-1	条带白云岩	-10.9	19.7	-4.9
DTW18-2	含滑石条带白云岩	-12.9	17.6	-4.9

表 4 滑石、白云岩 Rb-Sr 同位素数据

Table 4 Rb-Sr isotope data of talc and dolomite

样品号	岩性	$\alpha(\text{Rb}) \times 10^{-6}$	$\alpha(\text{Sr}) \times 10^{-6}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$
PT2	滑石	0.8	12.8	0.709450	0.000015
DTW6	滑石	0.8	76.4	0.709415	0.000002
DTW7	滑石	0.6	106	0.710117	0.000003
DTW16	滑石	1.3	71.5	0.709269	0.000004
DTW17	滑石	0.6	47.3	0.709973	0.000011
DTW10	白云岩	0.1	733	0.710077	0.000009
DTW12	白云岩	0.1	1057	0.709318	0.000005
DTW9-2	白云岩	0.9	1416	0.709719	0.000006
DTW10-1	白云岩	0.1	1105	0.709787	0.000009
DTW11-1	白云岩	0.1	713	0.709387	0.000006
DTW11-5	白云岩	0.1	906	0.709668	0.000003
DTW18-1	白云岩	0.1	333	0.709271	0.000002
DTW18-2	白云岩	0.1	454	0.709191	0.000014

的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值相比偏低(Kaufman et al., 1995; Jacobsen et al., 1999)。

白云岩和滑石的锶同位素见表 4, 白云岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.710077~0.709191, 滑石矿的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.710117~0.709269, 它们的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值基本一致, 但比同期海水中 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值高(Kaufman et al., 1995; Jacobsen et al., 1999; Walter et al., 2000; Halverson et al., 2007)。

4 讨论

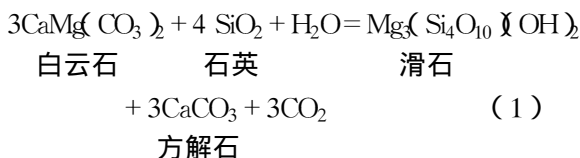
在矿物学上, 滑石是一种层状硅酸盐矿物, 其化学式为 $\text{Mg}_3(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2$, 而滑石矿的形或过程是复杂的, 前已论述滑石矿的成因类型主要有 3 种, 下面分别讨论。

4.1 富硅热液交代富镁碳酸盐、黏土岩与超基性-基性岩的蚀变作用

富硅热液交代富镁碳酸盐、黏土岩形成的滑石

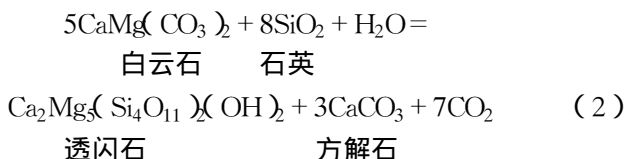
矿,有德国的 Göpfersgrün (Hecht et al., 1999) 奥地利的 Lassing 和 Rabenwald (Prochaska, 1989) 及中国辽东滑石矿(陈从喜等, 2003), 综合前人对此类型滑石矿的形成过程, 可归结为 2 种模式:

一种为富硅热液交代白云石, 通过脱碳脱钙, 直接形成滑石和大量的方解石, 其反应式(Hecht et al., 1999) 如下:

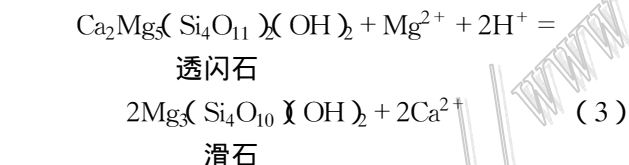


或者富硅热液交代菱镁矿, 通过脱碳形成滑石(陈从喜等, 2003)。

另一种为富硅热液首先交代白云石, 通过脱钙脱碳形成钙硅酸盐和方解石, 反应式(Shin et al., 2003) 如下:



然后, 钙硅酸盐再与外来镁反应脱钙形成滑石, 反应式(Shin et al., 2003) 如下:



由此可见, 此类型矿床在岩相学上比较复杂, 在滑石形成过程中, 不仅脱钙可以形成大量方解石, 也可以形成钙硅酸盐透辉石、透闪石及蚀变矿物绿泥石等, 并且滑石常以透闪石、透辉石等矿物的假象存在。

超基性岩-基性岩的富镁矿物经蚀变交代作用形成滑石矿, 如非洲西部喀麦隆 Boumnyebel (Nkoumbou et al., 2006) 美国 Pennsylvani (Linder et al., 1992) 等滑石矿, 即富镁矿物(镁橄榄石、橄榄石、透辉石等)蚀变为蛇纹石、透闪石、水镁石, 然后直接蚀变或在富硅流体作用下形成滑石矿。由于成矿物质主要来源于超基性岩-基性岩, 形成的滑石矿一般具有高 Cr、Co、Ni 等基性元素的特征, 如喀麦隆 Boumnyebel 滑石矿是由橄榄岩和辉石岩蚀变形成的, 滑石矿具高 $w(\text{Cr})[(3\ 600 \pm 10) \times 10^{-6}]$ 、 $w(\text{Co})[90 \times 10^{-6} \sim 100 \times 10^{-6}]$ 和 $w(\text{Ni})[(2\ 000 \pm 50) \times 10^{-6}]$ 特征(Nkoumbou et al., 2006)。

江西广丰杨村滑石矿体主要赋存在新元古代白

云岩中, 其白云岩和滑石的矿物组成简单, 主要由滑石、白云石和极少量石英、有机质及充填于白云岩裂隙中少量石英方解石细脉组成, 并未出现交代生成的大量的方解石、钙质硅酸盐(透闪石、透辉石), 蚀变矿物绿泥石等, 也没有明显的交代结构, 矿区岩浆岩不发育, 区域内均无超基性岩-基性岩体出露, 仅在 M1、M2 矿体内及其顶、底板两侧分布有极少量的燕山期煌斑岩脉, 明显切割矿体, 其形成应晚于滑石矿, 此外, 本矿床中的滑石 $w(\text{Cr})[9.30 \sim 20.86]$, 平均值为 14.99, $w(\text{Co})[0.35 \sim 0.98]$, 平均值为 0.52, $w(\text{Ni})[0 \sim 5.52]$, 平均值为 1.58, 非常低, 白云岩中的 $w(\text{Cr})[2.67 \sim 31.85]$, 平均值为 18.37, $w(\text{Co})[0.10 \sim 17.94]$, 平均值为 2.88, $w(\text{Ni})[2.93 \sim 4.63]$, 平均值为 3.86, 同样也很低, 因此, 笔者认为广丰滑石矿的成因与超基性岩-基性岩无关, 滑石矿不可能是由富硅热液交代富镁碳酸盐岩、黏土岩或者超基性-基性岩的蚀变交代作用而形成的。

4.2 沉积型滑石矿

国内外沉积型滑石矿非常罕见, 富镁海水中的镁与富硅热液中的硅结合形成滑石矿, 反应式为 $3\text{Mg}^{2+} + 4\text{Si}(\text{OH})_4 \leftrightarrow \text{Mg}_3(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2 + 4\text{H}_2\text{O} + 6\text{H}^+$ (Dekov et al., 2008)。江西广丰杨村滑石矿是沉积型滑石矿的典型代表, 依据如下。

4.2.1 地质及岩相学证据

江西广丰杨村滑石矿体受地层的控制, 呈层状、似层状, 同底部沉积型磷块岩同褶皱。矿区岩石类型比较简单, 主要以沉积岩为主, 岩浆岩不发育, 仅有少量煌斑岩脉出露。矿石中矿物组成简单, 由鲕粒滑石、石英、碳酸盐和有机质($<5\%$)组成, 矿石构造主要有块状构造、片理化构造, 还有一种少见的白云岩和鲕粒滑石互层的条带状构造(图 5h), 典型的沉积结构有鲕粒粒屑结构(图 5a)、变形鲕粒粒屑结构(图 5b~5f), 及受构造挤压形成的鳞片变晶结构(图 5b、5c)。矿石组构不同, 矿石中组成矿物鲕粒滑石、石英和碳酸盐含量不同。一般来说, 块状构造、鲕粒粒屑结构的矿石(图 5a)中鲕粒滑石含量最高($>95\%$), 石英($<1\%$)和碳酸盐($<1\%$)含量均较低, 后期构造活动对滑石矿石具有破坏作用, 使得滑石的含量降低, 石英和碳酸盐含量增高, 因此具有变形鲕粒粒屑结构(图 5b~5f)和鳞片变晶结构(图 5b、5c)的矿石中鲕粒滑石(80%~25%)降低, 石英(5%~10%)和碳酸盐(5%~55%)增高。显微镜下观察, 滑石矿石和白云岩中并未出现交代生成的大量方

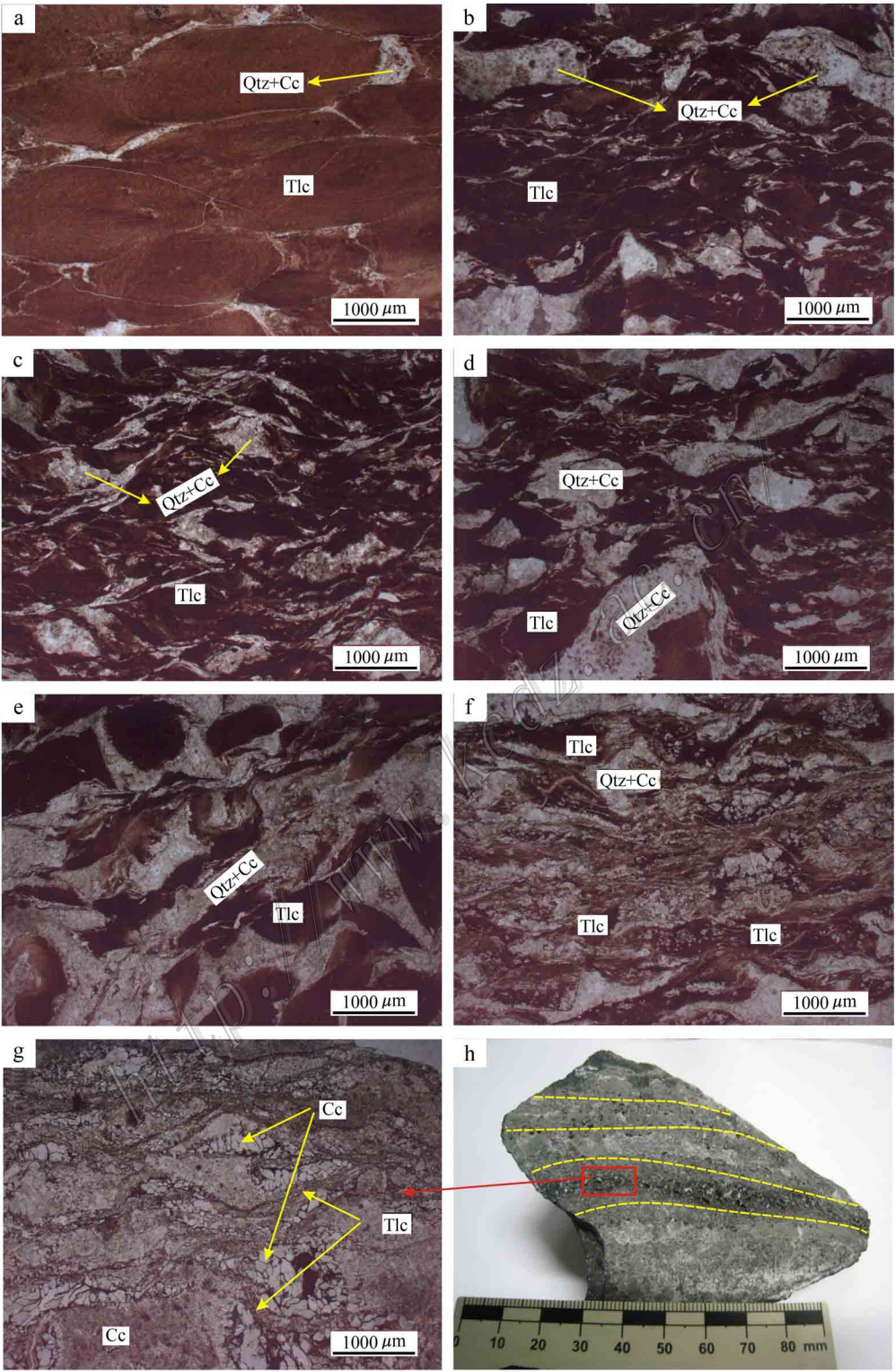


图 5 滑石矿结构构造单偏光显微照片(a、b、c、d、e、f、g)及手标本照片(h)

a. 未变形鲕粒滑石矿; b、c、d、e、f. 变形鲕粒滑石矿; g. 为 h 图中含滑石条带部分显微照片; h. 条带状滑石矿—白云岩 (Qtz—石英, Ce—碳酸盐矿物, Tlc—滑石)

Fig. 5 Microphotograph(a, b, c, d, e, f, g)under plainlight and hand specimen photograph(h)of talc ore texture and structure
a. Undeformed oolite granular talc ore; b, c, d, e, f. Deformed oolite granular talc ore; g. Microphotograph of talc band in "h";
h. Bands of talc and dolomite (Qtz—Quartz, Ce—Carbonate, Tlc—Talc)

解石、钙质硅酸盐、蚀变矿物绿泥石等,也没有明显的交代结构,具有典型的沉积鲕粒屑结构。野外考察矿区及其附近也没有大规模方解石的出现。宏观和微观的特征都说明了滑石矿可能为沉积成因,并非交代蚀变作用形成。其中滑石矿明显的片理化构造,则可能是沉积之后的变质变形作用造成的。

4.2.2 地球化学特征

(1) 稀土元素

研究表明,海水稀土元素总量非常低(数量级为 10^{-12}),显示出轻稀土元素亏损、重稀土元素富集的稀土元素配分模式,负铈异常明显($Ce/Ce^* = 0.37$)。海相碳酸盐岩也继承海水的这些特征(Elderfield et al., 1982; Klinkhammer et al., 1983; De Baar et al., 1985; German et al., 1995)。江西广丰杨村滑石矿与白云岩具有相似的稀土元素配分模式,以轻稀土元素弱亏损、重稀土元素富集,稀土元素总含量低($<6 \times 10^{-6}$),弱负铈异常,出现正铈异常为特征。从表 5 可以看出,滑石和白云岩中 $(LREE/HREE)_N$ 、 $(La/Yb)_N$ 、 $(La/Lu)_N$ 、 $(Gd/Yb)_N$ 的比值均小于 1,并且与海水中的比值基本相同,说明滑石、白云岩与海水一样,轻、重稀土元素分馏程度相同,轻稀土元素相对重稀土元素亏损,重稀土元素之间的分馏程度也大致相同。 $(La/Sm)_N$ 的比值较海水的该值偏低一些,暗示轻稀土元素之间的分馏程度较海水弱; Ce/Ce^* 比海水高,但均显示出负的铈异常。滑石、白云岩与海水中这些稀土元素的比值大致相同,轻、重稀土元素的分馏程度,轻、重稀土元素之间的分馏程度基本相同,并且继承了海水

的负铈异常,因此,笔者认为滑石和白云岩形成于海相环境,为同生海相沉积成因,这种解释也与新元古代晚期灯影期陆表海环境相一致(Zhu et al., 2007)。

与海水不同的是滑石和 2 个白云岩还显示出正铈异常(表 5),可能与高温热液作用有关。稀土元素铈有 2 个价态(+2、+3),并且 Eu^{2+} 与 REE^{3+} 化学活动性不同,在稀土元素配分模式上常会出现异常现象。正铈异常一般发生在特殊的物化条件下,酸性条件,尤其是在低氧逸度,200~250℃ 温度条件下(Sverjensky, 1984; Möller et al., 1991; Bau et al., 1992); Michard 等(1983)和 Bau(1999)也认为热液流体能引起显著的正铈异常(表 5)。此外,在富含有机质或硫酸盐的还原环境下,海底成岩作用也可产生正的铈异常(MacRae et al., 1992)。

一般而言,成岩作用可以导致碳酸盐样品 $\epsilon(Mn)$ 、 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值的增高, $\epsilon(Sr)$ 、 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 、 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 值的降低, Mn/Sr 比值与 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值呈正相关关系,而 Mn/Sr 比值与 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 值呈负相关关系, Mn/Sr 比值一般较高(>3) (Brand et al., 1980; Veizer, 1983; Derry et al., 1992; Kaufman et al., 1993; Brasier et al., 1996; Bartley et al., 1998)。本矿床白云岩、滑石的 Mn/Sr 比值 <4 ,并且 Mn/Sr 比值、 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 值、 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 值、 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值无相关性(图 6),说明不受成岩作用的影响,正铈异常主要是由热液作用引起的,这就暗示了滑石的形成不仅与海水有关,与海底富硅热液也有着密不可分的关系。世界上许多通过海底热液喷流沉积形成的硫化物矿床和喷流化学沉积岩均显示出明显的正铈异常,如加拿大 Sullivan SEDEX Pb-Zn-Ag 矿区硫化物矿石和电气石岩、古巴 Castellanos SEDEX Zn-Pb 矿中碳酸盐(铁白云石、白云石、方解石)和中国厂坝-邓家山 SEDEX Pb-Zn 矿体附近的喷流化学沉积白云岩及块状硫化物矿石的稀土元素配分模式上均显示出正铈异常,表明有海底喷流热水的参与(Davies et al., 1998; Slack et al., 2000; Ma et al., 2005; Zhu et al., 2005)。

(2) C-O-Sr 同位素

矿区白云岩的 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 值($0.7\text{‰} \sim -4.9\text{‰}$)基本与同时代海水的 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 值一致(Kaufman et al., 1995),其 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 值较同时代海水的 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 偏低(Jacobsen et al., 1999),说明白云岩碳质来源于海水。矿区白云岩为海相沉积成因,氧同位素偏低

表 5 滑石、白云岩与海水、热液的稀土元素参数
Table 5 REE parameters of talc, dolomite and seawater and hydrothermal water

稀土元素参数	滑石 ^a	白云岩 ^b	海水 ^c	热液 ^d
$(LREE/HREE)_N$	0.37	0.39	0.23	4.00
Eu/Eu^*	1.35	1.06	0.84	15.56
Ce/Ce^*	0.89	0.80	0.37	0.98
$\{ \epsilon(La) \} \{ \epsilon(Yb) \}_N$	0.29	0.38	0.32	1.84
$\{ \epsilon(La) \} \{ \epsilon(Lu) \}_N$	0.24	0.38	0.28	2.41
$\{ \epsilon(Ce) \} \{ \epsilon(Yb) \}_N$	0.27	0.30	0.09	2.00
$\{ \epsilon(La) \} \{ \epsilon(Sm) \}_N$	0.60	0.70	1.03	0.53
$\{ \epsilon(Gd) \} \{ \epsilon(Yb) \}_N$	0.58	0.79	0.57	4.43

注:a、b 分别为本次研究的 6 个滑石样的平均值和 8 个白云岩样的平均值;c 为大西洋、太平洋和南海海水的平均值(Elderfield et al., 1982; Klinkhammer et al., 1983; German et al., 1995);d 为大西洋洋中脊热液平均值(Bau et al., 1999)。

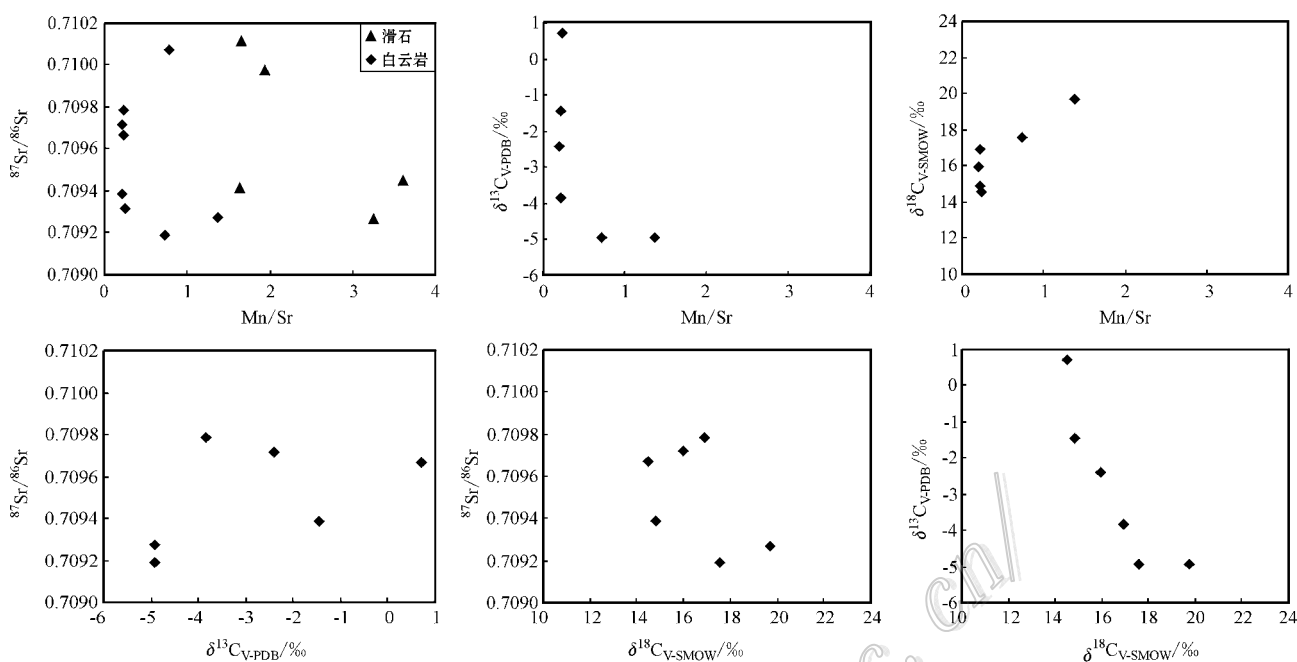


图 6 白云岩、滑石的 Mn/Sr 、 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 、 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 、 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 相关图

Fig. 6 Correlation of Mn/Sr , $\delta^{18}O_{V-SMOW}$, $\delta^{13}C_{V-PDB}$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ between talc ore and dolomite

可能受富硅热液的影响。

广丰杨村滑石矿区滑石和白云岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值基本一致,但比同期海水中的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值高(张自超, 1995; Kaufman et al., 1995; Jacobsen et al., 1999; Walter et al., 2000; Halverson et al., 2007),表明滑石和白云岩具有相同的物源,同时必须有高 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值的古老硅铝质陆壳的加入,结合稀土元素和 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ - $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 组成,笔者认为滑石中的镁主要来源于海水,硅来源于古老硅铝质陆壳,其形成过程可能为海水下渗淋滤底部古老硅铝质地层形成富硅热液,在华夏板块和扬子板块拉张作用下,富硅热液沿大陆斜坡同沉积断裂上涌,与富镁海水混合,其硅和镁结合沉积形成滑石矿,这种成矿方式与SEDEX型块状硫化物矿床的形成相类似。

5 结 论

江西广丰杨村滑石矿床的矿石和围岩白云岩无明显的交代蚀变现象,矿体受层位控制,矿石具有典型的沉积构造,这些特征说明了滑石矿可能是沉积型滑石矿。

矿区滑石和白云岩的稀土元素配分模式基本一致,以较低的稀土元素总量(6×10^{-6})、弱负铈异常

和重稀土元素较轻稀土元素弱富集为特征,配分曲线左倾型,它们的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值也相同,白云岩中的 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 值与同时代海水中的 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 值一致,暗示它们具有相同的物质来源,海水可能提供了成矿所需的镁,但是由于部分样品显示正铈异常,白云岩中 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 比值比同期海水偏低,以及 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值比同期海水高,暗示成矿物质并不是由单一的海水提供,还应有一种富硅流体提供了成矿所需要的硅。

结合滑石和白云岩的地球化学及岩相学特征,认为滑石和白云岩为同生沉积成因,海水提供了成矿所需的镁质来源,富硅流体提供了所需的硅质来源,其形成过程为海水下渗,淋滤底部古老硅铝质地层,形成富硅、高 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值热液,在华夏板块和扬子板块拉张作用下,富硅热液沿大陆斜坡同沉积断裂上涌,与富镁海水混合,硅和镁结合沉积形成滑石矿。滑石矿在经历了同生沉积-热液期后,又受到了后期强烈的变质变形作用的叠加,形成了具片理构造的滑石片岩。

志 谢 两位审稿人提出了宝贵意见,特表谢意。

参考文献/References

- 陈从喜,蒋少涌,蔡克勤,马冰. 2003. 辽东早元古代富镁质碳酸盐岩建造菱铁矿和滑石矿床成矿条件[J]. 矿床地质, 22(2): 166-176.
- 邱素梅,陈正国. 1993. 广丰萍塘震旦系沉积型黑滑石矿物学特征[J]. 中国非金属矿工业导刊, 4(65): 11-14.
- 高剑峰,陆建军,赖鸣远,林雨萍,濮巍. 2003. 岩石样品中微量元素的高分辨率等离子质谱分析[J]. 南京大学学报:自然科学版, 39(6): 844-850.
- 濮巍,高剑峰,赵葵东,凌洪飞,蒋少涌. 2005. 利用 DCTA 和 HIBA 快速有效分离 Rb-Sr, Sm-Nd 的方法[J]. 南京大学学报:自然科学版, 41(4): 445-450.
- 张自超. 1995. 我国某些元古宙及早寒武世碳酸盐岩石的锶同位素组成[J]. 地质论评, 41(4): 349-354.
- 徐新之. 1990. 江西广丰溪滩滑石岩矿床地质特征[J]. 江西地质, 4(4): 378-385.
- Bartley J K, Pope M, Knoll A H, Semikhatov M A and Petrov P Y U. 1998. A Vendian Cambrian boundary succession from the north-western margin of the Siberian Platform: Stratigraphy, palaeontology, chemostratigraphy and correlation[J]. Geological Magazine, 135(4): 473-494.
- Bau M and Dulski P. 1999. Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: Implications for Y and REE behaviour during near-vent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater[J]. Chemical Geology, 155(1-2): 77-90.
- Bau M and Möller P. 1992. Rare earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite[J]. Mineralogy and Petrology, 45(3): 231-246.
- Brand U and Veizer J. 1980. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system; I, Trace elements[J]. Journal of Sedimentary Research, 50(4): 1219.
- Brasier M D, Shields G, Kuleshov V N and Zhegallo E A. 1996. Integrated chemo- and biostratigraphic calibration of early animal evolution: Neoproterozoic early Cambrian of southwest Mongolia[J]. Geological Magazine, 133(4): 445-485.
- Davies J F, Prevec S A, Whitehead R E and Jackson S E. 1998. Variations in REE and Sr-isotope chemistry of carbonate gangue, Castellanos Zn-Pb deposit, Cuba[J]. Chemical Geology, 144(1-2): 99-119.
- De Baar H J W, Bacon M P, Brewer P G and Bruland K W. 1985. Rare earth elements in the Pacific and Atlantic Ocean[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 49(9): 1943-1959.
- Dekov V M, Cuadros J, Shanks W C and Koski R A. 2008. Deposition of talc—kerolite-smectite—smectite at seafloor hydrothermal vent fields: Evidence from mineralogical, geochemical and oxygen isotope studies[J]. Chemical Geology, 247(1-2): 171-194.
- Derry L A, Kaufman A J and Jacobsen S B. 1992. Sedimentary cycling and environmental change in the Late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 56(3): 1317-1329.
- Elderfield H and Greaves M J. 1982. The rare earth elements in seawater[J]. Nature, 296: 214-219.
- German C R, Masuzawa T, Greaves M J, Elderfield H and Edmond J M. 1995. Dissolved rare earth elements in the Southern Ocean: Cerium oxidation and the influence of hydrography[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 59(8): 1551-1558.
- Halverson G P, Dudas F, Maloof A C and Bowring S A. 2007. Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 256(3-4): 103-129.
- Hecht L, Freiburger R, Gilg H A, Grundmann G and Kostitsyn Y A. 1999. Rare earth element and isotope (C, O, Sr) characteristics of hydrothermal carbonates: Genetic implications for dolomite-hosted talc mineralization at G pfergrün (Fichtelgebirge, Germany) [J]. Chemical Geology, 155(1-2): 115-130.
- Jacobsen S B and Kaufman A J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater[J]. Chemical Geology, 161(1-3): 37-57.
- Kaufman A J, Jacobsen S B and Knoll A H. 1993. The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: Implications for tectonics and paleoclimate[J]. Earth And Planetary Science Letters, 120(3-4): 409-430.
- Kaufman A J and Knoll A H. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: Stratigraphic and biogeochemical implications[J]. Precambrian Research, 73(1-4): 27-49.
- Klinkhammer G, Elderfield H and Hudson A. 1983. Rare earth elements in seawater near hydrothermal vents[J]. Nature, 305: 185-188.
- Linder D E, Wylie A G and Candela P A. 1992. Mineralogy and origin of the State Line talc deposit, Pennsylvania[J]. Econ. Geol., 87(6): 1607.
- Ma G and Beaudoin G. 2005. Geological and geochemical characteristics of the Changba and Dengjiashan Pb-Zn deposits in the Qinling orogenic belt, China[C]. Springer, 157-160.
- MacRae N D, Nesbitt H W and Kronberg B I. 1992. Development of a positive Eu anomaly during diagenesis[J]. Earth And Planetary Science Letters, 109(3-4): 585-591.
- Mazumdar A, Tanaka K, Takahashi T and Kawabe I. 2003. Characteristics of rare earth element abundances in shallow marine continental platform carbonates of Late Neoproterozoic successions from India[J]. Geochemical Journal-Japan-, 37(2): 277-290.
- McLennan S M. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 21(1): 169.
- Michard A, Albarede F, Michard G, Minster J F and Charlou J L. 1983. Rare-earth elements and uranium in high-temperature solutions from East Pacific Rise hydrothermal vent field (13 N) [J]. Nature, 303(5920): 795-797.
- Möller P, Lüders V, Schr Der J and Luck J. 1991. Element partitioning in calcite as a function of solution flow rate: A study on vein calcites

- from the Harz Mountains[J]. *Mineralium Deposita*, 26(3): 175-179.
- Nkoubou C, Njopwouo D, Villiéras F, Njoya A, Yonta Ngouné C, Ngo Ndjock L, Tchoua F M and Yvon J. 2006. Talc indices from Boumnyebel (Central Cameroon), physico-chemical characteristics and geochemistry[J]. *Journal of African Earth Sciences*, 45(1): 61-73.
- Prochaska W. 1989. Geochemistry and genesis of Austrian talc deposits [J]. *Applied Geochemistry*, 4(5): 511-525.
- Shin D and Lee I. 2003. Carbonate-hosted talc deposits in the contact aureole of an igneous intrusion (Hwanggangri mineralized zone , South Korea): Geochemistry , phase relationships , and stable isotope studies[J]. *Ore Geology Reviews*, 22(1-2): 17-39.
- Slack J F , Shaw D R , Leitch C and Turner R. 2000. Tourmalinites and coticles from the Sullivan Pb-Zn-Ag deposit and vicinity , British Columbia :Geology , geochemistry , and genesis[C]. Geological environment of the Sullivan deposit , British Columbia : Geological Association of Canada Mineral Deposits Division Special Publication. 1 : 736-767.
- Sverjensky D A. 1984. Europium redox equilibria in aqueous solution [J]. *Earth And Planetary Science Letters*, 67(1): 70-78.
- Veizer J. 1983. Chemical diagenesis of carbonates : theory and application of trace element technique[J]. *Stable isotopes in sedimentary geology*, 10 : 3-100.
- Walter M R , Veevers J J , Calver C R , Gorjan P and Hill A C. 2000. Dating the 840-544 Ma Neoproterozoic interval by isotopes of strontium , carbon , and sulfur in seawater , and some interpretative models [J]. *Precambrian Research*, 100(1-3): 371-433.
- Weis D , Kieffer B , Maerschalk C , Barling J , de Jong J , Williams G A , Hanano D , Pretorius W , Mattioli N and Scoates J S. 2006. High-precision isotopic characterization of USGS reference materials by TIMS and MC-ICP-MS[J]. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7(8): Q8006.
- Zhu M , Zhang J and Yang A. 2007. Integrated Ediacaran (Sinian) chronostratigraphy of South China[J]. *Palaeogeography , Palaeoclimatology , Palaeoecology*, 254(1-2): 7-61.
- Zhu X , Wang D , Wei Z , Qiu X and Wang R. 2005. REE characteristics of carbonate rocks in Xicheng Devonian basin and origin of dolomite in Changba giant lead-zinc deposit[J]. *Mineral Deposits-Beijing-*, 24(6): 613.