地 质 学 报
1987 年 ACTA GEOLOGICA SINICA 第 1 期
http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx

贵池铜山铜矿矽卡岩稀土元素地球化学特征

邱 瑞 龙
（安徽省地质科学研究所，合肥）

本文介绍了贵池铜山铜矿花岗闪长斑岩及矽卡岩、晚期热液蚀变的稀土元素组成模式及稀土元素地球化学特征，并就其相似性和变异特征，探讨了矽卡岩成因和矽卡岩期后热液蚀变的改造过程。由此提出了矽卡岩成岩溶液为残余熔浆进一步分馏的产物，是介于残余熔浆和热水溶液之间的过渡物质。在交代过程中，其溶液组份不断变化，愈来愈趋向于热水溶液。

微量元素在金属矿床中的地球化学行为，对于了解成矿作用和矿床成因有着重要的意义。近年来，虽然在岩石学研究中已经积累了大量有关稀土元素的资料，但在成矿作用的研究中，这方面的资料显得相当不足。R. P. Taylor 和 B. J. Fryer (1982) 在研究斑岩铜矿床中的稀土元素特征时指出：尽管 REE 地球化学在热液体系中的应用尚处在萌芽阶段，但初步的研究成果表明，它必将成为解释热液体系历史的有力工具[1]。

一、岩石学和矽卡岩分带

铜山岩体主要由花岗闪长斑岩组成，呈岩枝状，受控于北北西与北西西向共轭剪切断裂，其锐角等分线平行于最大压应力方向；岩体属燕山早期 (134Ma)，主要侵位于二叠系栖霞组灰岩中(图 1)。岩石具斑状一似斑状结构，主要矿物成分为：斜长石 (35—40%)，钾长石(25—30%)，石英(20—25%)，暗色矿物黑云母和角闪石(10—15%)。常见副矿物为榍石、磷灰石及磁铁矿等。

花岗闪长斑岩常为少量绢云母、纤闪石和碳酸盐交代，一般蚀变较弱。

矽卡岩在本区极为发育，它主要产于接触带。岩石一般为致密块状。矽卡岩带以石榴石矽卡岩最为发育。石榴石以钙铝-钙铁榴石为主，局部蚀变带可出现钙铁榴石或钙铝榴石。石榴石含量一般可达 70—90%。本文选作研究对象的矽卡岩剖面，宽度约百米余，延伸数百米，矿体即赋存于矽卡岩带中。

矽卡岩剖面 (AB) 从大理岩到花岗闪长斑岩可依次划分为下列 10 个带：

1. 方解石大理岩带；2. 黄英岩化矽卡岩化大理岩带；3. 透辉石-石榴石矽卡岩带；4. 含铜碳酸盐化石榴石矽卡岩带；5. 钙铁榴石矽卡岩带；6. 透辉石-石榴石矽卡岩带；7. 钙铝榴石矽卡岩带；8. 钾长石化石榴石矽卡岩带；9. 含铜矽卡岩化花岗闪长斑岩带；10. 花岗闪长斑岩带。

第 4 蚀变带明显叠加强烈碳酸盐化蚀变，石榴石已为显微粒状方解石集合体所交代，

本文 1985 年 9 月收到，1986 年 2 月改回，丁祖国编辑。

但保留石榴石晶形的假象。第 8 蚀变带叠加钾长石化蚀变，次生钾长石常沿裂隙或石榴石环带间隙交代。

二、采样及分析方法

本次研究所采集的样品，分为两类。一类为花岗闪长斑岩样品，它们分别采自北北西向岩枝和北西西向岩枝；另一类为矽卡岩样品，主要采自矽卡岩剖面 (AB)。新鲜矽卡岩包括未受蚀变或蚀变比较弱的矽卡岩，它们共有 4 个样品。TS 28 代表正接触带矽卡岩，TS 27 和 TS 24 为外矽卡岩，其中 TS 27 为钙铁榴石矽卡岩。内矽卡岩为钙铝-钙铁榴石矽卡岩至钙铝榴石矽卡岩，代表样品为 TS 31. 同时，我们在矽卡岩剖面上还采集了明显遭受碳酸盐化 (TS 26) 和钾长石化 (TS 32) 的样品，具体采样位置如图 1 所示。

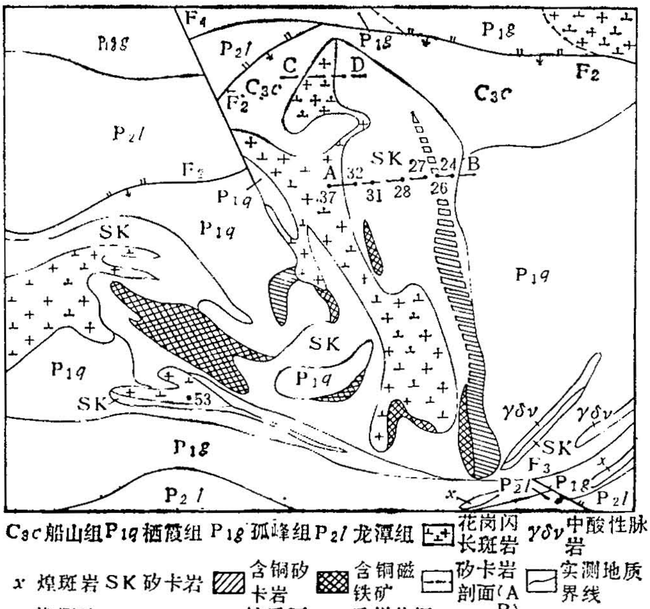

图 1 铜山铜矿矿区地质略图

Fig. 1 Geological sketch of Tongshan copper deposit

样品经粉碎加工，进行全岩稀土元素定量测定。采用碱熔，EGDA-三乙醇胺提取，阳离子交换树脂交换，以 Jobin-Yion 公司感耦离子单道扫描，等离子光量计测定。15 个稀土分量平均相对偏差，一般小于 10%；含量为球粒陨石 5 倍左右的低量稀土，平均相对误差一般低于 20%；对低于球粒陨石含量的稀土分量，平均相对误差可达 50%。测试工作由湖北地质矿产局中心实验室完成。

三、花岗闪长斑岩 REE 浓度和组成模式

铜山岩体花岗闪长斑岩的两个样品的 REE 浓度（表 1）和球粒陨石标准化组成模

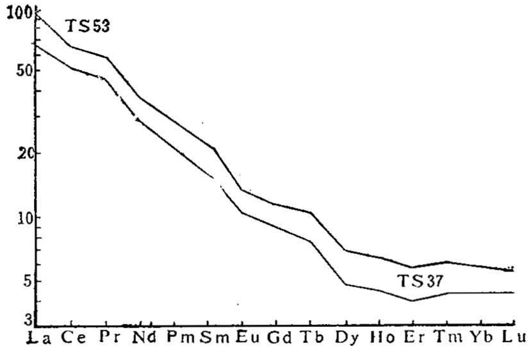

图 2　铜山铜矿花岗闪长斑岩标准化稀土元素组成模式

Fig. 2　Chondrite-normalized REE patterns of the granodiorite porphyry of the Tongshan copper deposit

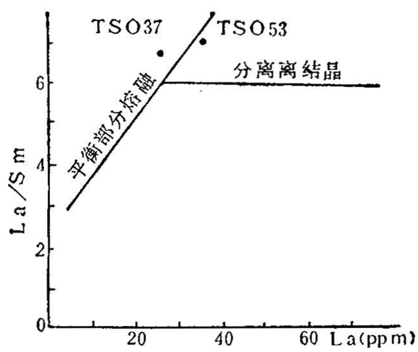

图 3　部分熔融和分离结晶模型

Fig. 3　Model of Batch partial melting and fractional crystallization

表 1　铜山花岗闪长斑岩稀土元素浓度

Table 1　REE contents of granodiorite porphyry at Tongshan

ppm	TS 37	TS 53	ppm	TS 37	TS 53
La	24.66	35.39	Ho	0.37	0.54
Ce	50.21	63.88	Er	1.01	1.46
Pr	6.26	8.03	Tm	0.17	0.24
Nd	20.49	27.00	Yb	1.06	1.42
Sm	3.63	5.08	Lu	0.16	0.21
Eu	0.89	1.14	Y	10.48	14.30
Gd	2.49	3.50	∑REE	124.19	165.50
Tb	0.44	0.60			
Dy	1.87	2.71	∑Ce/∑Y	5.88	5.63

式（图 2）表明轻稀土元素（∑Ce）比重稀土元素（∑Y）富集。

花岗闪长斑岩稀土元素球粒陨石标准化组成模式为向右倾斜近似平滑的曲线。铕异常不明显，δ_{Eu} 值为 0.79—0.86。铈异常亦不明显，其 δ_{Ce} 值为 0.997—1.096。这些数值特征，表明本区侵入岩初始岩浆成因类型为深成同熔型，即由下部地壳或上地幔物质经部分熔融而形成[2,3]。将本区花岗闪长斑岩样品投绘在火成岩平衡部分熔融和分离结晶模型中[4]，其位置恰落在平衡部分熔融线的附近（图 3）。

花岗闪长斑岩两个样品的稀土总量较为接近，尤其是 ∑Ce/∑Y 值相近，这表明本区岩体中的稀土元素的分布是比较均匀的，而且轻重稀土元素的分布是相对稳定的。作为稀土元素分馏程度量度的 Ce/Yb[1)] 值为 11.48—12.08，这些数值与 ∑Ce/∑Y 的高比值（5.63—5.88）是一致的。铜山花岗闪长斑岩轻、重稀土元素的比值与地壳的玄武岩壳层（δ_{Eu} 值为 0.93，∑Ce/∑Y 为 0.6）[5] 相比，∑Ce/∑Y 明显偏高。而 Ce/Yb 与地壳的安山岩壳层（δ_{Eu} 值为 0.78，Ce/Yb 为 8.93[2)]）[6] 相近。考虑到本区火成岩的岩石学特征，岩石化学特征，稳定同位素资料等，应归属于闪长岩-安山岩系列。因此，可以认为本区岩

1）为球粒陨石标准化的比值。

2）作者根据 R. S. Thorpe（1976）资料求得算术平均值。

源区母体物质主要为下扬子板块与华北板块相对挤压时，下部地壳或上地幔物质部分熔融的产物。

但是，我们并不排斥轻稀土元素和重稀土元素在岩浆演化过程中产生部分分馏作用的可能。这是因为岩石样品的 Ce/Yb 值虽然和安山岩相近，但仍然偏高。同时，在岩浆固结成岩过程中，处于还原环境（$Fe^{2+} > Fe^{3+}$）和介质碱度偏高的条件下，轻稀土元素以较大优势进入长石等造岩矿物，而重稀土元素滞留在残余熔浆中。其结果可能导致残余熔浆稀土元素浓度的降低和重稀土元素的相对富集。

四、矽卡岩稀土元素浓度和组成模式

上述剖面的矽卡岩样品，包括了透辉石-石榴石矽卡岩、钙铁榴石矽卡岩、钙铝榴石矽卡岩以及叠加热液蚀变的矽卡岩。其岩石类型及稀土元素浓度列于表 2。依据这些数据绘制了球粒陨石标准化组成模式曲线(图 4、5)。

表 2　铜山铜矿矽卡岩稀土元素含量

Table 2　REE contents for skarns of the Tongshan copper deposit

	稀土元素含量 (ppm)															
	La	Dy	Ce	Ho	Pr	Er	Nd	Tm	Sm	Yb	Eu	Lu	Gd	Y	Tb	∑REE
TS 28（透辉石-石榴石矽卡岩）	27.25	2.97	53.98	0.58	6.98	1.53	26.36	0.23	5.20	1.38	1.35	0.20	3.76	14.94	0.63	147.34
TS 27（钙铁榴石矽卡岩）	5.58	3.79	36.94	0.72	7.26	1.91	34.62	0.28	6.58	1.64	2.61	0.21	4.37	16.29	0.77	123.57
TS 31（钙铝榴石矽卡岩）	9.53	2.32	26.93	0.43	4.37	1.12	19.21	0.18	3.86	1.03	1.02	0.15	2.87	11.20	0.48	84.70
TS 24（透辉石-石榴石矽卡岩）	9.13	2.09	29.19	0.40	4.64	1.04	19.62	0.17	3.95	0.94	0.99	0.14	2.77	10.65	0.46	86.18

表 3　铜山岩体与正接触带矽卡岩稀土元素特征数值

Table 3　Characteristic value of REE for granodiorite porphyry and skarn at the contact.

	∑Ce	∑Y	∑REE	∑Ce/∑Y	δ_{Eu}	δ_{Ce}	Ce/Yb
TS 28	121.12	26.22	147.34	4.62	0.90	1.016	9.98
TS 37	106.14	18.05	124.19	5.88	0.86	1.096	12.08
TS 53	140.52	24.98	165.50	5.63	0.79	0.997	11.48

图 4 为 TS 28 样品与花岗闪长斑岩的稀土组成模式的比较。从图中可以看出第 6 矽卡岩带（TS 28）的稀土组成模式与铜山岩体基本相似，其 ∑REE 的浓度、铕亏损程度、铈亏损程度和轻、重稀土元素的比值，亦与铜山岩体相吻合（表 3)。第 6 矽卡岩带为花岗闪长斑岩与大理岩的正接触带，它是内外矽卡岩的分界。作者在《贵池铜山铜矿矽卡

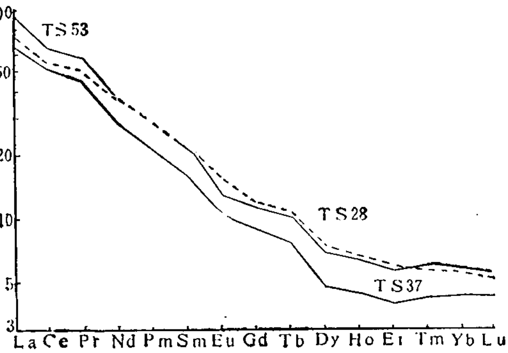

图 4　铜山岩体与矽卡岩标准稀土元素组成模式
Fig. 4　Chondrite-normalized REE patterns of igneous rocks and skarn at the contact

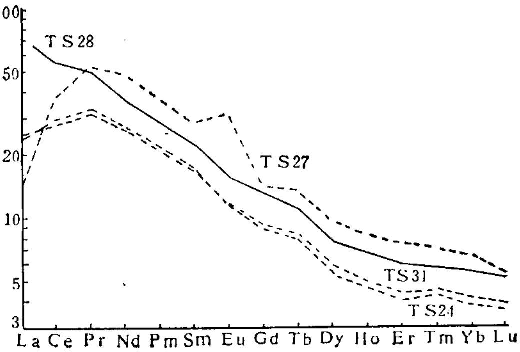

图 5　铜山铜矿矽卡岩带标准化稀土元素组成模式
Fig. 5　Chondrite-normalized REE patterns of the skarns of the Tongshan copper deposit

岩微量元素地球化学特征的初步研究》[1] 一文中已经论证该带为矽卡岩溶液上升的通道。它的稀土元素组成模式与铜山岩体的相似性，再次证实了这一结论。相似的组成模式暗示了相似的成因，反映了矽卡岩与花岗闪长斑岩的亲缘关系。但是，第 6 矽卡岩带的稀土元素特征有 2 点与铜山岩体存在着一些差异。其一，为镧系中部 Sm—Er 元素的含量略有偏高。这可能由于它们的三价离子半径（8 次配位，$r_{Sm-Er}=1.17—1.08$ Å，据 Shannon 和 Prewitt，1971，下同）与 Ca^{2+}（8 次配位，$r_{Ca}=1.20$ Å）相近，且负电性较 Ca^{2+}（1.05 电子伏特，桑德松，1952—1955）偏低。矽卡岩远远高于花岗闪长斑岩的 CaO 的存在，从而引起了 Sm—Er 元素的富集。其二，表现为重稀土元素的相对富集。这一点如前所述，可能是重稀土元素滞留残余熔浆而引起。

从表 4 和图 5 中可以看出，位于第 6 矽卡岩带两侧的石榴石矽卡岩和透辉石-石榴石矽卡岩，与通道中的矽卡岩（TS 28）稀土组成模式虽然总体上有相似之处，但却有明显的变异。概括起来可以归纳为以下几点：

1. 稀土元素总量在通道两侧的矽卡岩中均有不同程度的降低，尤以交代花岗闪长斑岩的内矽卡岩降低程度更为显著。随着稀土总量的降低，轻、重稀土的比值在各矽卡岩带中均有明显降低。重稀土含量相对增高，轻稀土含量相对减少。这一变异趋势在整个交代过程中和残余熔浆演化过程中的变化趋势是吻合的和连续的。这可能与重稀土在石榴石-液体间分配系数较大的影响关系不太密切，因为相同矽卡岩类型在不同蚀变带中 $\sum Ce/\sum Y$ 的明显差异以石榴石-液体间分配系数这一因素无法给以满意的解释。内外矽卡岩的特征数值的相似性也无法以岩性明显差异的交代围岩的影响作为根据。

2. 铕与铈的亏损程度在整个矽卡岩带中大体相同，仅 TS 27 样品出现铕的正异常。TS 27 样品为第 5 矽卡岩带的钙铁榴石矽卡岩，该带岩石化学特征表明 Al 偏低（Al_2O_3 为 5.87%），Fe^{3+} 明显偏高（Fe_2O_3 为 19.95%），其氧化度相对较高（$Fe^{3+}/Fe^{2+}+Fe^{3+}$ 为 0.88，TS 28 为 0.75）。Mg 明显偏低，仅为第 6 矽卡岩带的 12%。石榴石分子式的计

1）《地质论评》，1986 年第 6 期，待刊。

表 4 铜山铜矿矽卡岩稀土元素特征数值

Table 4 Characteristic value of REE for skarns of the Tongshan copper deposit

	∑Ce	∑Y	∑REE	∑Ce/∑Y	δ_{Eu}	δ_{Ce}	Ce/Yb
TS 28	121.12	26.22	147.34	4.62	0.90	1.016	9.98
TS 27	93.59	29.98	123.57	3.12	1.41	1.199	5.74
TS 31	64.92	19.78	84.70	3.28	0.91	1.053	6.67
TS 24	67.52	18.66	86.18	3.62	0.88	1.160	7.92

算表明，镁铝榴石分子仅占 0.1%；而其它各带矽卡岩的石榴石分子式中，镁铝榴石分子一般可达 1.0—4.5%，相差数十倍之多。众所周知，Eu 在含钙硅酸盐中的富集是由于铕易形成二价离子 (Eu^{2+})，从而引起 Eu 和其它三价元素的分离。影响此过程的主要因素是氧化还原条件及介质的酸碱度。由于第 5 矽卡岩带的氧化度相应增高，是不利于 Eu^{2+} 的富集的。同时，Ca 在石榴石中呈 8 次配位，这种位置对于离子半径较大的二价铕离子 (8 次配位，$r_{Eu^{2+}} = 1.33$ Å) 是不适宜的。C. N. 埃拜 (1975) 曾指出石榴石中的铕是以正三价氧化态存在的。考虑到 TS 27 样品石榴石分子中混入的镁铝榴石分子的明显减少，原被离子半径较小的 Mg^{2+} (8 次配位，$r_{Mg} = 0.97$ Å) 占据的 8 次配位的位置为较大离子半径的 Ca^{2+} 所占据。因此，它可能更容易接纳离子半径相近的三价铕离子 (8 次配位，$r_{Eu^{3+}} = 1.15$ Å)，从而引起铕的正异常。同样的原因，亦可引起离子半径相近的 Sm—Yb (8 次配位) 的三价阳离子含量的相应增加。

3. La 和 Ce 在通道两侧的矽卡岩中明显降低。La/Ce 值，位于通道的 TS 28 样品 (La/Ce[1) 为 1.30) 与花岗闪长斑岩大体相当 (TS 37 为 1.27，TS 53 为 1.43)，而位于通道两侧的矽卡岩则明显降低 (TS 27 为 0.39，TS 31 为 0.91，TS 24 为 0.81)。这表明 La 的亏损更为显著。引起 La 和 Ce 明显降低的原因可能与石榴石的化学组分有关。由于矿物中易于容纳大离子半径的稀土元素的 K 和 Na 十分贫乏，而占据显著地位的 Ca^{2+} 的离子半径小于 La 和 Ce 的离子半径 (8 次配位，$r_{La}=1.26$，$r_{Ce}=1.22$)，所以不利于 La 和 Ce 的富集。比较 TS 28 和其余矽卡岩样品的 K_2O 和 Na_2O 的分析资料 (TS 28，K_2O 为 1.80%，Na_2O 为 0.49%；其余矽卡岩样品 K_2O 为 0.13—0.29%，Na_2O 为 0.10—0.13%) 可以看出，钾和钠的含量在上述样品中悬殊较大，这可能是 TS 28 样品和其它矽卡岩样品在 La 和 Ce 亏损程度上不等的主要原因。其次，我们还考虑到为残余熔浆进一步分馏的矽卡岩溶液，La 和 Ce 的相对浓度已经降低；在交代过程中，由于 La 和 Ce 的三价离子络合物的活动性较差，不易于迁移；因此，许多因素都对通道两侧矽卡岩的 La 和 Ce 的明显降低产生不同程度的影响。

五、热液蚀变引起的稀土元素组成变异

矽卡岩带中后期叠加热液蚀变仅限于第 4 带的碳酸盐化和第 8 带的钾长石化及第 2 带的黄英岩化。碳酸盐化和钾长石化样品稀土元素分析结果见表 5，球粒陨石标准化组成模式见图 6。

1) 为球粒陨石标准化的比值。

表 5　铜山铜矿碳酸盐化及钾长石化矽卡岩稀土元素含量

Table 5　REE contents for carbonatized and k-feldspathized skarns of the Tongshan copper deposit

	稀土元素含量 (ppm)															
	La	Dy	Ce	Ho	Pr	Er	Nd	Tm	Sm	Yb	Eu	Lu	Gd	Y	Tb	∑REE
TS 26 (碳酸盐化)	5.72	1.11	16.01	0.20	2.66	0.55	10.09	0.08	1.88	0.55	0.64	0.08	1.32	5.49	0.23	46.61
TS 32 (钾长石化)	5.63	0.95	12.39	0.16	1.99	0.40	9.49	0.05	2.23	0.34	0.48	0.05	1.48	4.79	0.22	40.65

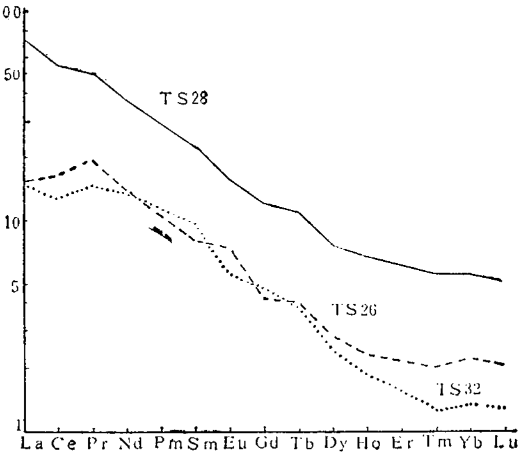

图 6　铜山铜矿碳酸盐化及钾长石化矽卡岩标准化稀土元素组成模式

Fig. 6　Chondrite-normlized REE patterns of carbonatized and k-feldspathized skarns of the Tongshan copper deposit

表 6　铜山铜矿碳酸盐化及钾长石化矽卡岩稀土元素特征数值

Table 6　Characteristic value of REE for carbonatized and k-feldspathized skarns of the Tongshan copper deposit

	∑Ce	∑Y	∑REE	∑Ce/∑Y	δ_{Eu}	δ_{Ce}	Ce/Yb
TS 26	37.00	9.61	46.61	3.85	1.19	1.123	7.42
TS 32	32.21	8.44	40.65	3.82	0.77	0.902	9.29

将碳酸盐化和钾长石化的矽卡岩样品的稀土元素特征与位于通道的 TS 28 原始矽卡岩样品相比较，我们可以看出：

1. 热液蚀变的矽卡岩样品稀土元素组成模式与 TS 28 样品倾斜程度基本相似，这反映了成因上的继承性。

2. 热液蚀变的矽卡岩样品稀土元素总量明显降低，∑REE由原始矽卡岩的 147.43ppm 下降到 40.65—46.61ppm。这表明热液蚀变曾使稀土元素大量淋滤。但是，有趣的是∑Ce/∑Y 比值却与原始矽卡岩相当（表 6），这表明轻、重稀土元素的相对组成没有发生

变化。显然，后期热液并没有带进稀土元素，相反在热液活动过程中矽卡岩中的稀土元素被浸出，并组成易于迁移的络合物而淋失。

3. 碳酸盐化引起的稀土元素分布变异主要表现为铕的稍稍富集。TS 26 样品中，δ_{Eu} 为 1.19，显示正异常。这可能与大量出现的方解石有关。在方解石构造中，Ca^{2+} 呈 6 次配位，其离子半径为 1.08 Å。显然，不适于容纳离子半径较大的二价铕离子，但对于 6 次配位三价铕离子 ($r_{Eu^{3+}}$ = 1.03 Å) 是较为适宜的。同时，方解石中锶的含量相对较高，由于离子半径和负电性相近，二价铕可望跟踪二价锶，从而引起方解石中铕的富集。

4. 钾长石化引起的稀土元素变异主要表现在铈的亏损和铕的不明显亏损。δ_{Ce} 为 0.902，明显低于原始矽卡岩。δ_{Eu} 为 0.77，亦低于原始矽卡岩。La/Ce 比值却相应增高 (La/Ce = 1.17)。很显然，铈的亏损是 La 相对增高的结果。能够影响 La 和 Ce 富集的共同条件是介质的碱性程度。在碱性介质中，由于离子半径较大的 K^+ 较多的存在于热液蚀变矿物钾长石中，从而增加了大离子半径 La 和 Ce 的置换位置，有利于它们的富集。但是，对于 Ce 来说仅仅具备碱性介质条件是不够的，还必须具备相应的氧化环境。通过氧化度的比较，没有发现碱性长石形成的介质环境比原始矽卡岩形成的环境更为氧化。因此，这不利于 Ce^{3+} 氧化成 Ce^{4+}，也就是说不利于铈在钾长石中富集。由于 La 相对增高，而 Ce 相对降低，所以发现了铈的亏损。碱性介质的存在亦是铕的不明显亏损的主要影响因素之一。

此外，图 5 表明经受钾长石化的矽卡岩中重稀土元素随离子半径的缩小，其滤出量明显增加。

六、稀土元素组成模式与矽卡岩成因关系的探讨

上述样品的稀土元素浓度的变异特征和组成模式的差异，使我们可以看出，稀土元素的地球化学变异与其成因有着密切的联系。这种变异在一定程度上反映了矽卡岩的物质来源、矽卡岩形成的物理化学条件以及矽卡岩期后热液蚀变的影响。

如前所述，稀土元素活动变异的重要控制因素是矽卡岩矿物化学组份及其晶体化学性质。其中化学元素钙和钾起着重要作用，而配位数及离子半径的大小则是能否置换的先决条件。如图 7 所示，石榴石中 8 次配位的 Ca^{2+}，对于三价稀土元素阳离子的影响可明显地划分为两组：La、Ce、Pr 为易于分散的一组，而 Nd 以后各阳离子为易于富集的一组。通道两侧的矽卡岩稀土元素的组成模式始终受到这种因素的影响而大体相似。然而，通道中的矽卡岩稀土元素分布模式，不仅受到 Ca^{2+} 的影响，而且还受到 K^+ 的制约。正由于 K^+ 可以容纳 La、Ce、Pr 等三价阳离子而不显示亏损，促成了通道中的矽卡岩和花岗闪长斑岩在组成模式上的相似性。通道中的矽卡岩的富钾和两侧矽卡岩的贫钾正反映了通道矽卡岩和花岗闪长斑岩在化学组分上的继承性，即成因上的亲缘关系。同钾长石化矽卡岩相比较，由于后期热液蚀变的影响，稀土元素大量淋滤，$\sum$REE 明显减少，虽然富钾，在某种程度上可以弥补 La 和 Ce 的亏损，但无法改变稀土元素浓度的明显差异。这从本质上区分了叠加的和原始的富钾特征。

矽卡岩和花岗闪长斑岩稀土元素组成模式及浓度的相似性和差异，为我们提供了成因信息，即稀土元素主要来自与形成岩体同一源区的岩浆，而且可能是进一步分馏的残余

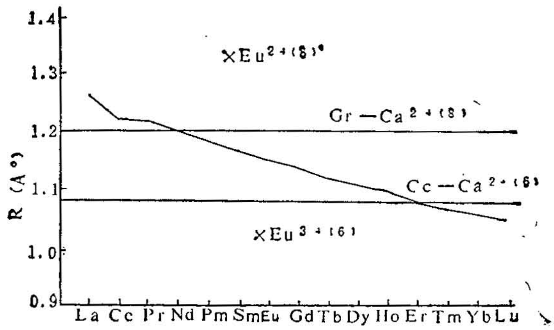

图 7 三价稀土元素 8 次配位离子半径（括号中的数字为配位数，据 Shannon 和 Prewitt, 1970 资料编制）

Fig. 7 Ion radii of REE x refer to the point of $Eu^{2+}(8)$ and $Eu^{3+}(6)$, numbers in brackets indicati coordinate number. (after Shanon and Prewitt, 1970)

熔浆。无论就岩石化学、微量元素、稀土元素地球化学特征都反映通道上的矽卡岩与花岗闪长斑岩更为接近，而通道两侧的矽卡岩，则是进一步交代作用过程中的产物。通道矽卡岩与两侧矽卡岩稀土元素组成模式上的变异反映了在交代过程中溶液性质的变化，即交代溶液的碱度随 La 和 Ce 分量的减少而降低；$\sum$REE 的降低则表明溶液组分浓度的降低和含水量的增高。同时，利用矽卡岩和岩体稀土元素组成模式及浓度的相似性，也可为确定矽卡岩通道位置提供指示标志。

后期热液蚀变通过岩石学的研究是能够确立的。而稀土元素在热液蚀变过程中的大量淋滤，为我们研究后期热液蚀变又增加了一条新的途径。这一研究结果与 R. P. Taylor 和 B. J. Fryer 研究斑岩铜矿床叠加蚀变的稀土元素浓度的变异趋势是一致的[1]。后期热液蚀变过程中，稀土元素大量淋失，没有带入，可能与大量天水的混入致使稀土元素浓度明显降低有关。这也反映了矽卡岩成岩溶液和后期热水溶液在质和量上的明显差别。这一结果有力证明了矽卡岩成岩溶液是介于残余熔浆和热水溶液之间的过渡物质。在某种程度上，它与残余熔浆较为接近，而在交代作用过程中其溶液组分不断变化，其变化趋势是愈来愈远离熔浆组分，趋向热水溶液。我们在矽卡岩包裹体的研究中，所发现的大量熔流包裹体支持了这一看法。在研究矽卡岩期后热液蚀变的过程中，确定热液矿化始终是我们感兴趣的中心课题。矿化与非矿化热液改造对稀土元素组成和分馏的影响，正是我们进一步研究的内容。

最后，对参加野外工作的邵昌权和汪松友同志以及安徽地质矿产局 324 地质队有关同志的热情帮助，谨致谢忱。

参 考 文 献

[1] Evans, A. M., 1982, Metallization Associated with Acid Magmatism, A Wiley-interscience Publication, john Wileyoc Sons, 1st ed. 357—367.
[2] 涂光炽等，1984，地球化学，上海科学技术出版社。
[3] 徐克勤等，1985，华南花岗岩成因与成矿，花岗岩地质和成矿关系国际讨论会论文摘要(一)，江苏人民出版社。
[4] Allegre, C. J. and Minster, J. F., 1978, Quantitative Models of Trace Elemenr Behavior in Magmatic Proces-

ses, Earth and planetary Sci. Letters, 38(1978), 1—25.
[5] 赵振华等，1981，西藏南部花岗岩类稀土元素地球化学，地球化学，第1期。
[6] Thorpe, R. S., etc., 1976, Rare Earth Data and Petrogenesis of Andesite from the North Chilean Andes, Contribution to Mineralogy and Petrology, vol. 54, No. 1, 65—78.

REE GEOCHEMISTRY OF SKARNS IN THE TONGSHAN COPPER DEPOSIT, GUICHI, ANHUI PROVINCE

Qiu Ruilong

(Anhui Institute of Geological Science, Hefei)

Abstract

Skarns of the Tongshan copper deposit, Guichi, consist mainly of grossular and andradite and show a clear zoning. The REE contents as well as the REE patterns of the skarns are evidently similar to those of the intrusive rocks. But the La and Ce content of the skarns in the intrusion and their country rocks are obviously lower than those of the skarn at the contact (Fig. 5).

The REE patterns of the skars altered by late hydrothermal solutions are very similar to the unaltered ones (Figs. 5 and 6). But their total REE content dropped distinctly. Based on these characters, the author suggests that the skarnforming solutions have been distilled fractionally from the residual magma and were of transitional nature between the hydrothermal solutions and the residual magma. The components of the skarn-forming fluids were continuously changing during the progress of the replacement process, gradually approaching to those of hydrothermal solutions.