

文章编号: 1009-3850(2002)01-0072-11

# 稀土元素内潜同晶分馏模式及其意义

李 生, 徐永生

(成都地质矿产研究所, 四川 成都 610082)

**摘要:** 稀土元素所具有的内潜同晶现象, 可将其 14 个元素则可视为一个元素, 而其它稀土元素视为其同位素, 其在地质作用过程中, 将像同位素一样, 存在分馏。按照同位素的分馏模式, 以球粒陨石值作为标准, 计算出每一个稀土元素的分馏值, 其值按  $\delta\text{REE} = [(\text{REE}/\Sigma\text{REE})_{\text{样品}} / (\text{REE}/\Sigma\text{REE})_{\text{球粒陨石}} - 1] \times 100$  计算, 以此为纵坐标, 以原子序数为横坐标, 作一个模式图, 这种模式图称为稀土元素内潜同晶分馏模式图。该模式图在岩石成因, 特别是岩浆岩的成因、岩浆岩的演化等方面有其独特的意义。

**关键词:** 稀土元素; 内潜同晶现象; 分馏模式图; 类比倍比关系; 百分偏差

中图分类号: O 614.33

文献标识码: A

## 1 稀土元素的重要地球化学特征——内潜同晶

我们知道稀土元素 REE 主要包括镧系元素: 即 57~71号元素 La、Ce、Pr、Nd、Pm、Sm、Eu、Gd、Tb、Dy、Ho、Er、Tm、Yb、Lu。有时包括39号元素 Y (本文不考虑 Y)。这组元素由于其原子结构与晶体化学性质十分相似, 而在自然界常“形影不离”, 相伴产出。内潜同晶便是这种“形影不离”的最佳表达, 它是稀土元素的一个特别重要的性质。

所谓“内潜同晶”即是一个元素以分散状态进入到某一主要元素组成的矿物晶格后, 它又可使另一个地球化学性质与其相近的元素按严格的倍比关系进入该晶格中。其中的主要元素称为寄主元素, 替代晶格中主要元素的元素为附属元素, 此时附属元素就好象潜藏在寄主元素所组成的晶格中。例如铈在辉钼矿中就是以内潜同晶方式存在的, 在此铈为附属元素<sup>[1, 2]</sup>, 而钼则为寄主元素。内潜同晶作用在稀土矿物中特别发育。例如在综合性REE矿物中, 14个REE含量虽然不高, 但其间却有严格的比例

(这个比例则与成岩的物理化学条件有关), 就是内潜同晶作用的结果。此外, 内潜同晶作用在自然界较普遍存在, 例如在独居石中只有含较多的钆时才能富含铈, 也是内潜同晶作用的表现<sup>[3]</sup>。

内潜同晶是一种特殊的不完全类质同象, 因此, 它除具一般类质同象的特征外, 还具有其特殊性, 表现在: ①内潜同晶的化合物中主要组分与伴生组分含量之间有严格的倍比关系; ②内潜同晶置换可使许多地球化学参数相同或相近的元素依次带入晶格, 结果形成内潜同晶链。REE 族是最典型的内潜同晶链。例如: 在钛铌钙钽矿 (Na、Ce、Ca) (TiNb)<sub>2</sub>O<sub>6</sub> 的晶格中因矿物中含有Ce, 从而引入少量Gd, 后者又可以促使相邻的Tb、Dy进入晶格中, 由于Dy的进入, 则又引起Ho、Er……至Lu等一系列稀土元素进入钛铌钙钽矿的晶格中, 由于这种特性, 在矿物中可以形成很长的内潜同晶链。其中各元素的含量随主元素距离的增加而有规律的降低<sup>[1]</sup>; ③另外内潜同晶具有定向性, 即只能是半径小的阳离子置换半径大的阳离子。一般的类质同象都不具备这些特性。

由于稀土元素广泛具有内潜同晶性质, 从而形成内潜同晶链及其各元素在该内潜同晶链中的倍比关系, 这种倍比关系与岩石形成的物理化学条件相关连。该关系不是一种简单的实际含量倍比, 而是一种类比倍比关系, 即同类相比之后的倍比关系。球粒陨石标准化模式图是这种类比关系的一种最好表达方法, 而笔者的目的也是提出一种类似的类比关系表达方法。

## 2 稀土元素内潜同晶分馏模式的原理及作图方法

稀土元素作为地球化学指示剂被广泛的应用于岩石成因、矿源、物源等的探讨。以往的应用不外乎稀土总量,  $\delta_{Eu}$ ,  $\Sigma LREE/\Sigma HREE$  以及稀土球粒陨石标准化配分模式等。笔者的目的不在于否定前人的工作成果, 而是在前人基础上提一个出全新的模式。该模式的不同点在于提出全新的数据处理方式, 达到全面而单一的提取所要说明问题的信息量, 从而剔除不必要的信息噪音。换句话说就是增强有用信息的权而压缩不必要信息的权, 从而更加直观有效的说明我们所需要说明的问题。任何一组稀土元素数据或地球化学数据, 其包含的信息量是极大的, 关键是怎样结合实际进行数据预处理。球粒陨石标准化配分模式, 其本身并没有增强某方面信息量, 其模式包含的信息与原始数据几乎没有差异, 其优点体现在两个方面: ①形成了一个直观的平滑曲线模式图; ②消除了奇偶效应的影响。然而其用于解释岩石成因, 对大类而言是可用的, 对于同一演化系列的不同单元、超单元的成因解释则是含混不清的。

稀土元素内潜同晶分馏模式是基于这样一种预处理, 其处理方式同稳定同位素分馏值计算方法<sup>[4]</sup>相同, 只是采用球粒陨石值作为标准, 本文采用博因顿(Boynton, 1984)的球粒陨石推荐值。我们称这种预处理方式为同位素分馏预处理。

### 2.1 预处理的方法步骤

首先是算出被研究样品的稀土分析值(如为氧化物应换算成金属量)的14个元素总量, 之后算出各分稀土元素在该样品稀土总量中占的百分比。类似于同位素分馏中各同位素“丰度”分量。经过这一步的预处理, 所有样品的各稀土元素“丰度”分量都处于同一量纲水平, 且都在0~1之间。这一步的目的是压缩稀土元素绝对值。

其次, 用相同的方法算出球粒陨石每个稀土元

素在球粒陨石稀土总量中的比值分量。

第三步是用第一步处理的结果值减去第二步处理的结果值, 其差再除以第二步处理的结果值, 其商值乘以一百, 即样品相对于球粒陨石值的百分偏差(类似于稳定同位素的表示方法如  $\delta^{18}O$  和  $\delta^{86}Sr$  等而用  $\delta_{REE}$  表示)。

第四步, 在单轴比例尺图纸上投点, 以第三步各元素的百分偏差  $\delta_{REE}$  为纵坐标, 以 La→Lu 各个稀土元素为横坐标, 将各投影点连成曲线就作成了模式图。将球粒陨石值也作为一个样品来重复上述四步处理, 则球粒陨石值的模式是纵坐标为 0 平行横轴的一条直线。

上述处理步骤用公式(下式中略去了分子分母共有的100%并简化了)表示为:

$$\delta_{REE} = [ (REE/\Sigma REE)_{\text{样品}} / (REE/\Sigma REE)_{\text{球粒陨石}} - 1 ] \times 100$$

式中:  $\delta_{REE}$  表示样品中稀土元素与球粒陨石中REE的百分偏差, 具体到某元素则用元素符号代替REE, 如La则用  $\delta_{La}$  表示; REE表示稀土元素, 具体到某一元素则用该元素的元素符号;  $\Sigma REE$  表示稀土元素总量(注意这里的  $\delta_{Ce}$ ,  $\delta_{Eu}$  与传统的  $\delta_{Ce}$ ,  $\delta_{Eu}$  的区别)。

### 2.2 球粒陨石标准值的讨论

之所以采用博因顿(Boynton, 1984)推荐的球粒陨石值作为稀土内潜同晶模式标准化值, 是因为作为标准化的球粒陨石值有许多组, 而用得最多的是增田(Masuda), 博因顿(Boynton), 泰勒(Talor)和赫尔曼(Herrman)的等四组值。增田、博因顿、泰勒的球粒陨石值很一致, 仅相差一个系数, 而赫尔曼的球粒陨石值则在Ce、Gd略高, 重稀土Dy、Ho、Er、Yb、Lu普遍偏低(表1, 图1), 这将导致以赫尔曼的球粒陨石值作标准处理引起Ce、Gd标准化值偏低, 而重稀土Dy、Ho、Er、Yb、Lu标准化值偏高(图2)。增田的球粒陨石值是用稀释法分析的, 较准确, 但有些元素是理论计算值, 且是较老的数据, 泰勒的球粒陨石值也是较老的数据。博因顿的球粒陨石值是用Evensen等(1978)CI标准值乘以1.267再与Wakita等(1971)和Haskin等(1968)的标准值平均得来的, 从统计学观点来说, 应更具代表性。

该模式图的最大好处是压缩了稀土元素信息总量, 而增大了稀土元素的内潜同晶分馏分量。后面将要讨论该模式对于同一系列岩浆岩不同演化阶段等特别作用。同一演化系列同一单元超单元具有大致相同的  $\delta_{Eu}$ 。

表1 不同球粒陨石值及其对同一样品值的  $\delta$ REE 值的比较

Table 1 Comparison of chondrite values and  $\delta$ REE values for same samples

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	$\Sigma$ REE
增田(1973)	0.378	0.976	0.138	0.716	0.23	0.087	0.311	0.057	0.39	0.087	0.255	0.04	0.249	0.039	3.952
赫尔曼(1971)	0.32	0.94	0.12	0.6	0.192	0.073	0.31	0.05	0.31	0.073	0.21	0.033	0.19	0.031	3.452
博因顿(1984)	0.31	0.808	0.122	0.6	0.195	0.074	0.259	0.047	0.322	0.072	0.21	0.032	0.209	0.033	3.293
泰勒(1977)	0.315	0.813	0.116	0.597	0.192	0.072	0.259	0.049	0.325	0.073	0.213	0.03	0.208	0.032	3.295

G7(样品) 2.26 8.26 1.05 2.44 0.72 0.08 0.44 0.16 0.44 0.16 0.36 0.08 0.86 0.21 17.52  
 以上球粒陨石值和样品分析值

各稀土分量值(即各稀土分量占稀土总量的百分比)

增田(1973)	9.565	24.70	3.492	18.12	5.820	2.191	7.870	1.437	9.869	2.196	6.453	1.010	6.301	0.979	
赫尔曼(1971)	9.270	27.23	3.476	17.38	5.562	2.115	8.980	1.448	8.980	2.115	6.083	0.956	5.504	0.898	
博因顿(1984)	9.413	24.53	3.704	18.22	5.921	2.232	7.864	1.439	9.777	2.180	6.377	0.984	6.346	1.008	
泰勒(1977)	9.561	24.68	3.521	18.12	5.828	2.192	7.862	1.487	9.865	2.216	6.465	0.911	6.314	0.980	
G7	12.90	47.15	5.993	13.93	4.110	0.457	2.511	0.913	2.511	0.913	2.055	0.457	4.909	1.199	

不同球粒陨石值及其对同一样品值的  $\delta$ REE 值的比较

增田(1973)	34.86	90.89	71.62	-23.1	-29.4	-79.2	-68.1	-36.5	-74.6	-58.4	-68.2	-54.8	-22.1	22.4	
赫尔曼(1971)	39.15	73.14	72.4	-19.9	-26.1	-78.4	-72	-36.9	-72	-56.8	-66.2	-52.2	-10.8	33.47	
博因顿(1984)	37.04	92.16	61.78	-23.6	-30.6	-79.5	-68.1	-36.5	-74.3	-58.1	-67.8	-53.6	-22.7	18.9	
泰勒(1977)	34.91	91.05	70.21	-23.1	-29.5	-79.2	-68.1	-38.6	-74.5	-58.8	-68.2	-49.9	-22.3	22.26	

以博因顿的推荐值对增田、赫尔曼和泰勒值标准化

增田(1973)	1.617	0.664	-5.73	-0.55	-1.71	-1.81	0.068	-0.14	0.936	0.747	1.195	2.628	-0.71	-2.86	
赫尔曼(1971)	-1.52	10.99	-6.16	-4.6	-6.07	-5.25	14.19	0.636	-8.15	-3	-4.6	-2.83	-13.3	-10.9	
泰勒(1977)	1.576	0.582	-4.95	-0.54	-1.57	-1.8	-0.04	3.338	0.895	1.634	1.392	-7.44	-0.51	-2.75	
	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		

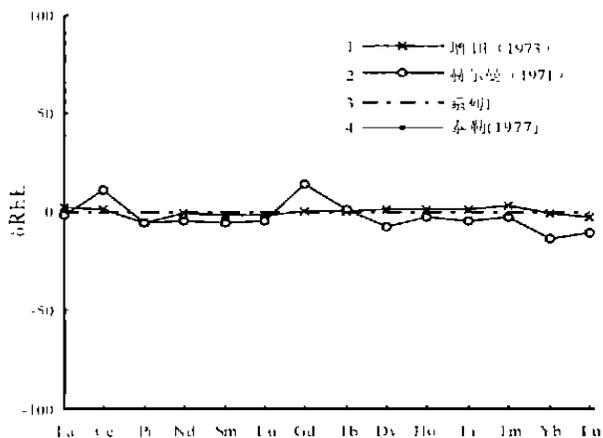


图1 用博因顿球粒陨石值对增田、赫尔曼和泰勒球粒陨石标准的内潜晶模式

1. 增田(1973); 2. 赫尔曼(1971); 3. 系列 1; 4. 泰勒(1977)

Fig.1 Incomplete isomorphous REE fractionation model for chondrite-normalized values from Boynton, 1984 versus those from Masuda, 1973, Herrman, 1971 and Talor, 1977

1= Masuda, 1973; 2= Herrman, 1971; 3= series 1; 4= Talor, 1977

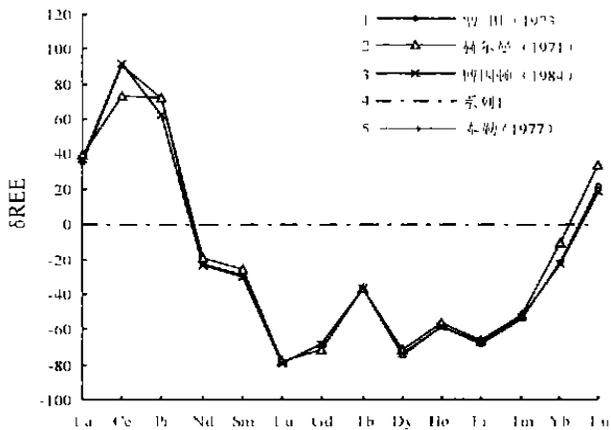


图2 增田、赫尔曼、泰勒和博因顿的球粒陨石值分别对同一样品标准化内潜同晶分馏模式的差异性比较

1. 增田(1973); 2. 赫尔曼(1971); 3. 博因顿(1984); 4. 系列 1; 5. 泰勒(1977)

Fig.2 Incomplete isomorphous REE fractionation model for chondrite-normalized values from Masuda, 1973, Herrman, 1971 and Talor, 1977 and Boynton 1977 for the same samples

1 = Masuda, 1973; 2 = Herrman, 1971; 3= Boynton, 1984; 4= series 1; 5= Talor, 1977

### 3 内潜同晶分馏模式与稀土球粒陨石标准化配分模式的比较

稀土元素球粒陨石标准化配分模式的作法, 稀土元素地球化学相关书籍上都有详细介绍, 本文不赘述。我们来看几个例子: 这里以湖南香花岭地区430花岗岩体为例。香花岭地区430岩体是地壳重熔型(S型)岩浆晚期分异而成, 且为同源同期不同阶段侵入的产物, 从下而上分为3带(G7)、4带(G4)、5带(G9, G8)、6带(G2)和7带(G15, G6, G1), 各带岩石是结晶分异的结果, 而3带为围岩蚀变带, G4→G7带, 其时代逐渐变新。稀土元素球粒陨石标准化配分图和内潜同晶分馏模式图分别为图3和图4。从这两个图的比较可看出:

(1)球粒陨石标准化模式图显示“V”型模式(图3), 但Eu则出现分异。同一岩体不同结晶分带花岗岩浆(自下而上)具有不同深度的“V”型钨谷。这种自下而上负钨异常逐渐减弱的原因, 陈德潜、陈刚等(1990)认为可能与Eu的地球化学性质有关。因为在酸性介质及还原条件下部分Eu<sup>3+</sup>可还原成Eu<sup>2+</sup>, 后者的碱性较REE<sup>3+</sup>的强得多(Eu<sup>2+</sup>的离子电位为1.83), 从而导致两者的分离<sup>[1]</sup>。内潜同晶分馏模式图也显示“V”型模式(图4), 但δEu已被压缩成一点, 这显示出同一岩浆在其漫长的演化过程中其稀土元素尤其是Eu的相对量是相同的, 即其显示随着岩浆分异, ΣREE减小, 但Eu占ΣREE的百分

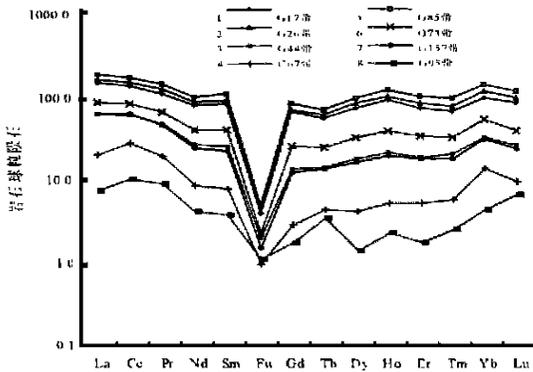


图3 香花岭430花岗岩体稀土元素球粒陨石标准化配分模式

1. G1(7带); 2. G2(6带); 3. G4(4带); 4. G6(7带); 5. G8(5带); 6. G7(3带); 7. G15(7带); 8. G9(5带)

Fig. 3 Chondrite-normalized REE distribution patterns for No. 430 granite mass in Xianghualing

1= G1—Belt 7; 2= G2—Belt 6; 3= G4—Belt 4; 4= G6—Belt 7; 5= G8—Belt 5; 6= G7—Belt 3; 7= G15—Belt 7; 8= G9—Belt 5

比保持一致。这可能与岩浆结晶时下降的温度梯度恒定因而结晶分异速度恒定是相关联的, 也即岩浆在结晶分异过程中, Eu被分异带出岩浆房的程度与ΣREE被结晶分异带出岩浆房的程度相同, 因而结晶相与残留岩浆相中的δEu相同。因此, 同一岩浆房分异演化的岩体, 其δEu是否一致也是检验其是否是相同分异演化条件的标准之一; 另外, δEu是否一致也是检验其是否为同一岩浆源(即同一母体)的标准之一。

(2)球粒陨石标准化模式图显示随着分异演化的进行, 稀土元素的绝对量是越来越少这就容易让我们受其绝对变化量的蒙蔽而得不出实质性的结论。而内潜同晶分馏模式图显示的是相对量, 其处于同一量纲水平来比较, 各稀土元素的δREE值不受不同演化阶段ΣREE变化而变化, 而只受成岩条件的变化而变化。这就压缩了绝对量噪音, 强化了其是否一致的信息量。

(3)从δREE计算看, δREE为正值表示富集, δREE为负值表示亏损。与球粒陨石值比起来, 大多数稀土元素是亏损的, 而只有La、Ce、Pr、Nd是富集的。而亏损最多的为Eu。说明多数稀土元素都为不相容元素, 而留于部分熔融的残留相中, 这从下面的贝拉岩体边部的渐变围岩也可得到佐证(图11贝拉岩体的斜长角岩La、Ce比岩体低而其余稀土元素却比岩体高)。

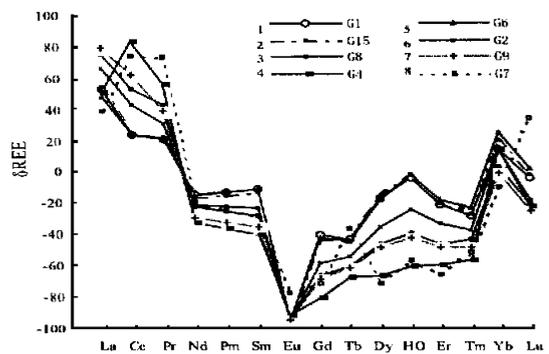


图4 香花岭430花岗岩体稀土内潜同晶分馏模式

1. G1; 2. G15; 3. G8; 4. G4; 5. G6; 6. G2; 7. G9; 8. G7

Fig. 4 Incomplete isomorphous REE fractionation model for No. 430 granite mass in Xianghualing

1= G1; 2= G15; 3= G8; 4= G4; 5= G6; 6= G2; 7= G9; 8= G7

(4) 稀土元素球粒陨石标准化模式表现出各岩带的模式曲线形状相同且互相平行; 但内潜同晶模式图具相交特点, 交点在Eu处, 表明岩浆在分异结晶时自下而上的  $\delta\text{REE}$  表现为逐渐减弱, 而  $\delta\text{HREE}$  则表现为逐渐增加。这种由减弱 $\rightarrow$ 增强为元素从相容 $\rightarrow$ 不相容的转折点则为  $\delta\text{Eu}$ , 因而  $\delta\text{Eu}$  具不变的特征。说明在同一岩浆演化系列中Eu始终与 $\Sigma\text{REE}$ 保持着恒定的比例。若  $\delta\text{Eu}$  变化, 则表明为非同一母体的产物, 或者是受了同化混染, 加入了第二总体的成分。这要分两种情况, 若内潜同晶模式图相似则为同一母体受混染或交代; 如果内潜同晶模式图不一致, 则为不同母体 (即非同一超单元) 之产物。在同一母体的情况下, 根据  $\delta\text{Eu}$  的相差程度, 可推算其混染的百分比, 如香花岭地区430岩体3带的  $\delta\text{Eu}$  与其它各带的  $\delta\text{Eu}$  的平均值之差为17, 即  $F = 1 - \delta\text{Eu}_{(3)} / \delta\text{Eu}_{(\text{均值})} = 0.179$ , 即混染了17.9%的外来物质。上式中,  $F$  为混染程度;  $\delta\text{Eu}_{(3)}$  为3带的值;  $\delta\text{Eu}_{(\text{均值})}$  是整个岩体的平均值, 但前提是这个岩体必须是同一母体才行。

## 4 稀土元素内潜同晶分馏模式图的应用

稀土元素内潜同晶分馏模式图除具有球粒陨石标准化配分模式图所具有的优点之外, 还在以下几方面具有独特的优势:

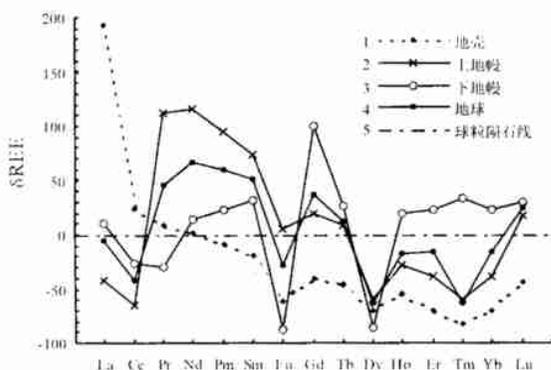


图5 地球及部分层圈岩石稀土内潜同晶分馏模式

1. 地壳; 2. 上地幔; 3. 下地幔; 4. 地球; 5. 球粒陨石线

Fig. 5 Incomplete isomorphous REE fractionation model for the Earth and its partial levels

1= crust; 2= upper mantle; 3= lower mantle; 4= earth; 5= chondrite

## 4.1 地球各层圈和地球各组成岩石之内潜同晶模式

(1) 地球各层圈的稀土元素内潜同晶模式, 除地壳模式外, 其它层圈模式都是锯齿状的, 而且形状一致, 只有地壳呈“L”型 (图5), 而整个地球的Ce、Eu、Dy、Tm都是亏损的, 这说明其数据的不可靠性, 或者用于代表地球各层圈的样品并非如文献所说具有代表性。因为整个地球都亏损, 那么这些元素其迁移到什么地方去了呢?

(2) 地壳各壳层的内潜同晶模式相差较大, 仅有玄武岩壳层和大洋壳层具相似并与球粒陨石线(0线)类同。而沉积壳层则具“L”型特征 (图6)。

(3) 各基性超基性岩的内潜同晶模式都为右倾型, 仅有尖晶石二辉橄榄岩类与球粒陨石接近, 即接近0线 (图7)。

(4) 碳酸盐岩 (沉积成因) 与火成碳酸岩岩浆成因具有相似的内潜同晶模式 (图8), 其代表了相似的矿物晶格对稀土元素的相似内潜同晶, 而不因形成环境不同而有较大的差异。主要差异是火成碳酸岩较沉积碳酸盐岩有更强的La、Ce、Pr富集, 而沉积碳酸盐岩在Ce、Eu、Tm三元素处有弱的亏损, 这与Masuda和Ikeuchi<sup>[5]</sup>最早在海水样品中发现的稀土四重效应, Masuda<sup>[6]</sup>及其同事在许多天然样品如稀土碳酸盐矿物、淡色花岗岩和河流沉积物等物质中发现的稀土四重效应现象相似。

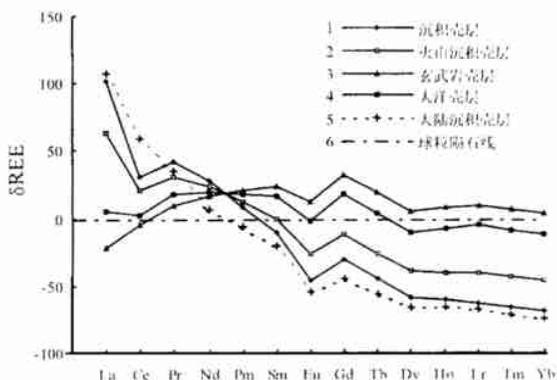


图6 地表各壳层岩石稀土内潜同晶分馏模式

1. 沉积壳层; 2. 火山沉积壳层; 3. 玄武岩壳层; 4. 大洋壳层; 5. 大陆沉积壳层; 6. 球粒陨石线

Fig. 6 Incomplete isomorphous REE fractionation model for various spheres of the surface

1= sedimentary sphere; 2= volcanic-sedimentary sphere; 3= basalt sphere; 4= oceanic sphere; 5= continental sedimentary sphere; 6= chondrite

(5)细碎屑沉积物具有极为相似的内潜同晶模式(图9),而这种沉积物一般被认为代表了地壳组分。它们的模式也与图5的地壳模式极为相似。它们与S型花岗岩的早期模式和I型花岗岩的模式相似。

#### 4.2 I型和S型花岗岩的区分

关于花岗岩的成因,不同学者从不同的角度分成了I型、S型<sup>[7]</sup>、M型<sup>[8]</sup>、A型<sup>[9]</sup>花岗岩。但如果按源岩的性质可划为I型、S型和I型与S型的混合型。A型可归入S型,而M型可归入I型花岗

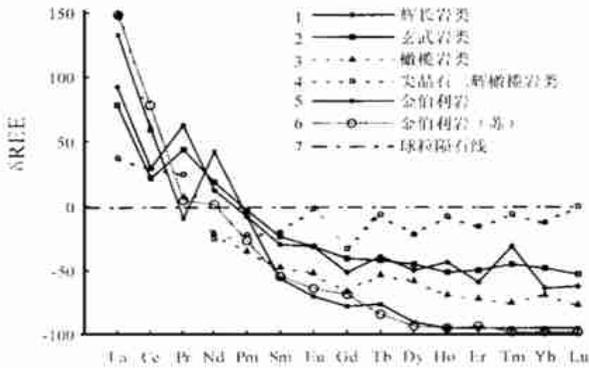


图7 基性超基性岩类稀土内潜同晶分馏模式

1. 辉长岩类; 2. 玄武岩类; 3. 橄榄岩类; 4. 尖晶石二辉橄榄岩类; 5. 金伯利岩; 6. 金伯利岩(苏); 7. 球粒陨石线  
Fig. 7 Incomplete isomorphous REE fractionation model for basic and ultrabasic rocks  
1= gabbro; 2= basalt; 3= peridotite; 4= spinel lherzolite; 5= kimberlite; 6= kimberlite (Russian); 7= chondrite

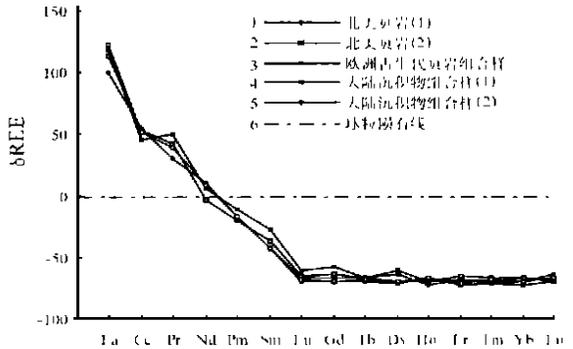


图9 欧美页岩及大陆沉积物稀土内潜同晶分馏模式

1. 北美页岩(1); 2. 北美页岩(2); 3. 欧洲古生代页岩组合样; 4. 大陆沉积物组合样(1); 5. 大陆沉积物组合样(2); 6. 球粒陨石线  
Fig. 9 Incomplete isomorphous REE fractionation model for Euramerican shales and continental sediments  
1= North American shale (1); 2= North American shale (2); 3= Europic Palaeozoic shale association; 4= continental sedimentary association (1); 5= continental sedimentary association (2); 6= chondrite

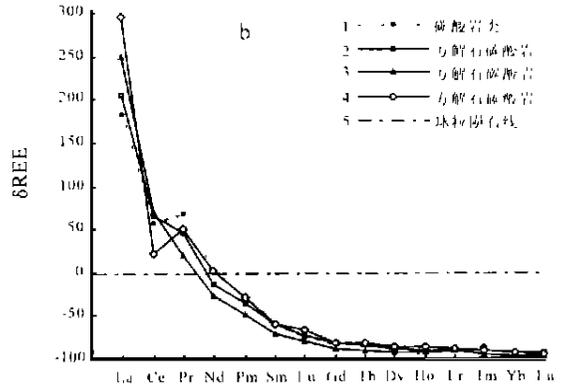
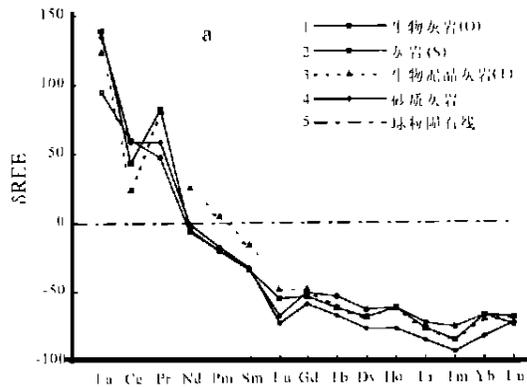


图8 沉积碳酸盐岩(a)与火成碳酸岩(b)的稀土元素内潜同晶分馏模式

a. 1. 生物灰岩; 2. 灰岩; 3. 生物泥晶灰岩; 4. 砂质灰岩; 5. 球粒陨石线。 b. 1. 碳酸岩类; 2. 方解石碳酸岩; 3. 方解石碳酸岩; 4. 方解石碳酸岩; 5. 球粒陨石线  
Fig. 8 Incomplete isomorphous REE fractionation model for sedimentary carbonate rocks (a) and igneous carbonatite (b)  
a. 1= biogenic limestone (Ordovician); 2= limestone (Silurician); 3= biogenic micritic limestone (Triassic); 4= sandy limestone (Devonian); 5= chondrite. b. 1= carbonatite; 2= calcite carbonatite; 3= calcite carbonatite; 4= calcite carbonatite; 5= chondrite

岩。S型即陆壳沉积岩为源岩，I型为上地幔的部分熔融而成的岩浆岩，I与S混合型也即壳幔混合源花岗岩。

我们来看看川西藏东三江地区的三个花岗岩带的稀土模式，其稀土球粒陨石标准化配分模式图和内潜同晶分馏模式图分别为图10和图11。从图上可知两种模式图除具有上述的四点不同外，还有以下不同。前人将三江地区花岗岩分为三大岩浆岩带，并根据地质地球化学特征分为I型花岗岩和S型花岗岩(张能德、张怀举, 1990)，从稀土球粒陨石标准化配分模式图很难直观的判断花岗岩为I型还是S型花岗岩，而从内潜同晶模式上可看出I型花岗岩都具有“L”型模式特征，如措交玛、贝拉、日拥和草通岩体等；而S型花岗岩则完全不同。I型花岗岩的内潜同晶模式仅具有S型花岗岩的早期演化模式，即呈“L”型，而S型花岗岩则具有较完整的演化系列。同时可见S型花岗岩与I型花岗岩的区别，仅仅是分异演化程度的不同而已，并非是源区不同。可能都是沉积岩深熔作用的结果。这一点在上面的讨论中已看到，S型花岗岩的早期模式与I型花岗岩都与沉积岩(前人研究认为代表地壳成分)的模式一致(图9)，与火成岩、地球及地球其它层圈岩石的内潜同晶模式不一致。

#### 4.3 花岗岩成因的判别(单元超单元的划分)

单元是岩石谱系单位的基本单位。能划分为同一个单元的所有侵入体，应是同一个岩石单元在地表上出露的不同露头，是由同时同一的岩浆固结而成的。超单元是比“单元”高一级的岩石谱系单位。凡在时间上和空间上紧密相关，并且在岩石特征(包括成分和结构)上具有某些相似的特点，以及在成分和结构上表现出清楚的亲缘和演化关系，且未被其它地质事件所中断的两个或两个以上的单元归并而成的，为一次熔融事件(岩浆热事件)的全部产物。把单元归并成超单元最重要的标志是超单元内部各单元岩石成分和结构演化的有序性和单向性。I型花岗岩主要表现为成分演化系列，S型花岗岩主要表现为结构演化系列。稀土内潜同晶分馏模式图在划分单元与超单元方面有其独到之处。

前述的香花岭430岩体的几个带是不同单元，而整个430岩体是一个超单元，即同一超单元的Eu一致。而内潜同晶模式则以Eu为交点，向两侧呈渐变趋势。三江地区的高贡岩体和雀儿山岩体等都分别为同一超单元。但草通岩体的24号白岗岩、冬措岩体的8号岩脉和措交玛岩体4号都不是它们对应超单元的分枝。

此外，稀土元素内潜同晶分馏模式图用于花岗岩与围岩之间存在的成因联系的判别以及岩浆岩源区均匀性的讨论都有其独到之处，在此不赘述。

Fig. 10 Chondrite-normalized REE distribution patterns for the granite masses in the central part of the Nujiang-Lancangjiang-Jinshajiang area, western Sichuan (after Zhang Nengde, Zhang Huaiju et al., 1990)

a. Cojiaoma granite mass (I-type): 1= fine-grained moyite; 2= 2; 3= 3; 4= fine- to medium-grained biotite granodiorite; 5= medium- to coarse-grained amphibole biotite adamellite; 6= coarse-grained biotite granite; 7= porphyroid biotite adamellite;  
b. Beila granite mass (I-type): 1= 41- amphibolite; 2= 42- medium-grained amphibole quartz monzonite; 3= 43- porphyritic amphibole quartz monzonite; 4= 44- porphyritic amphibole quartz syenite; 5= 45- porphyritic amphibole syenite; 6= 46- porphyritic pyroxene-bearing amphibole adamellite; 7= 47- porphyritic amphibole syenite; c. Riyong granite mass (I-type): 1= 15- monzonitic granite; 2= 16; 3= 17; 4= 18; 5= 19; d. Caotong granite mass (I-type): 1= 49- altered biotite adamellite; 2= 50- slightly fractured biotite adamellite;

3= 51- fractured biotite adamellite; 4= 52- medium- to coarse-grained amphibole moyite; 5= 48- sillimanite-bearing biotite quartz schist; e. Comolong, Hailongna and Copu granite masses (S-type): 1= 25- moyite; 2= 26; 3= 27; 4= 28- granite porphyry; 5= 29- moyite; 6= 20- fine to medium-grained moyite; f. Chola and Dongzhongda granite masses (S-type): 11= 30- medium-grained monzonitic granite; 2= 31- porphyroid monzonitic granite; 3= 32- pegmatite granite; 4= 33- porphyritic granite; g. Gaogong granite mass (S-type): 1= 34- moyite; 2= 35; 3= 36; 4= 37; 5= 38; 6= 39; 7= 40; h. Hagela granite mass (S-type): 1= 21- porphyroid moyite; 2= 22; 3= 23; 4= 24- alaskite; i. Dongco granite mass (S-type): 1= 8- fine-grained moyite; 2= 9- porphyroid biotite granite; 3= 10- medium-grained silicified quartz diorite; 4= 11- silicified quartz diorite; 5= 12- quartz dioritic porphyrite; 6= 13- biotite granite; 7= 14- fine- to medium-grained biotite moyite

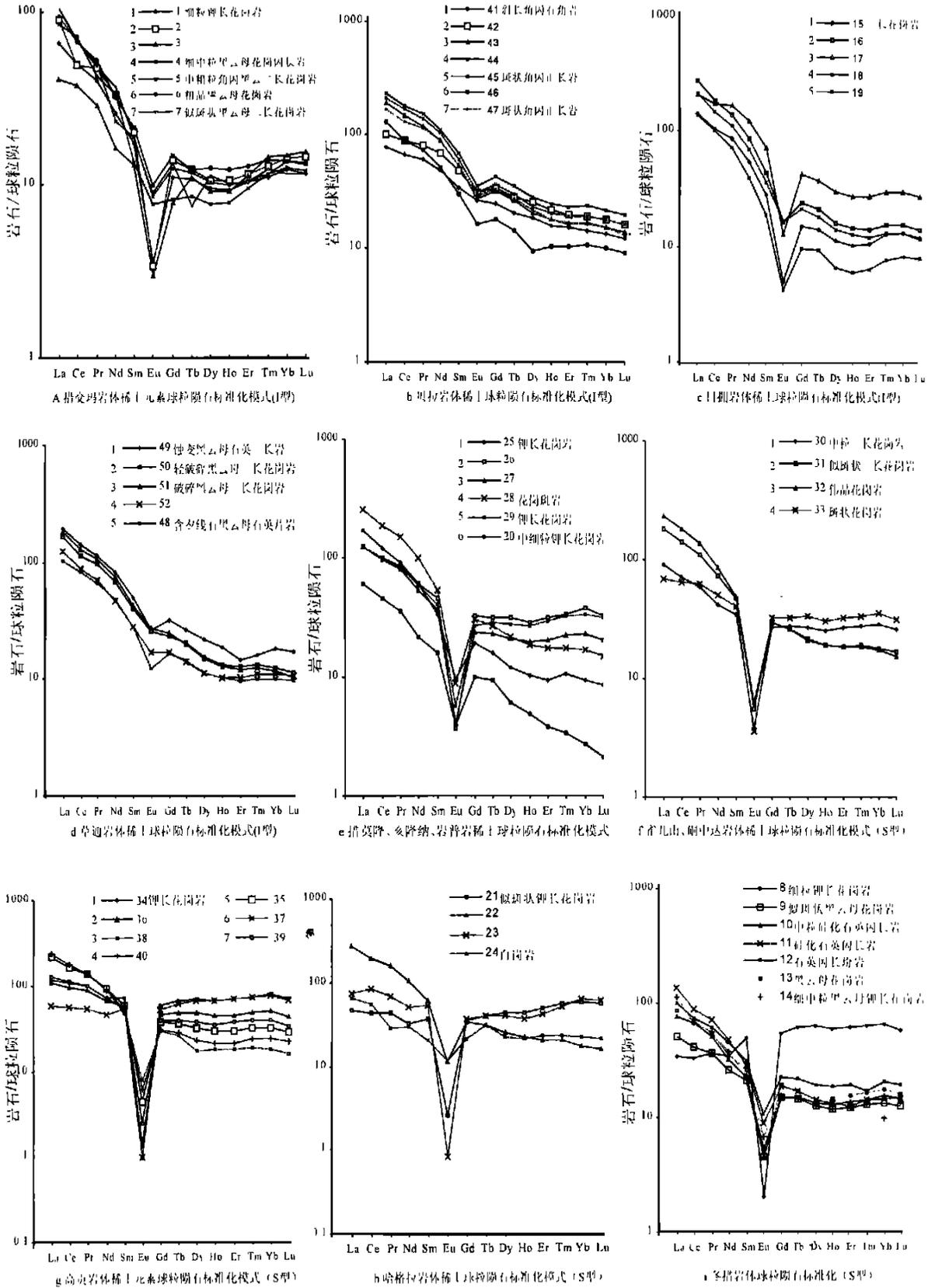


图 10 三江地区中段(川西)花岗岩类稀土球粒陨石标准化模式

(据张能德、张怀举等, 1990)

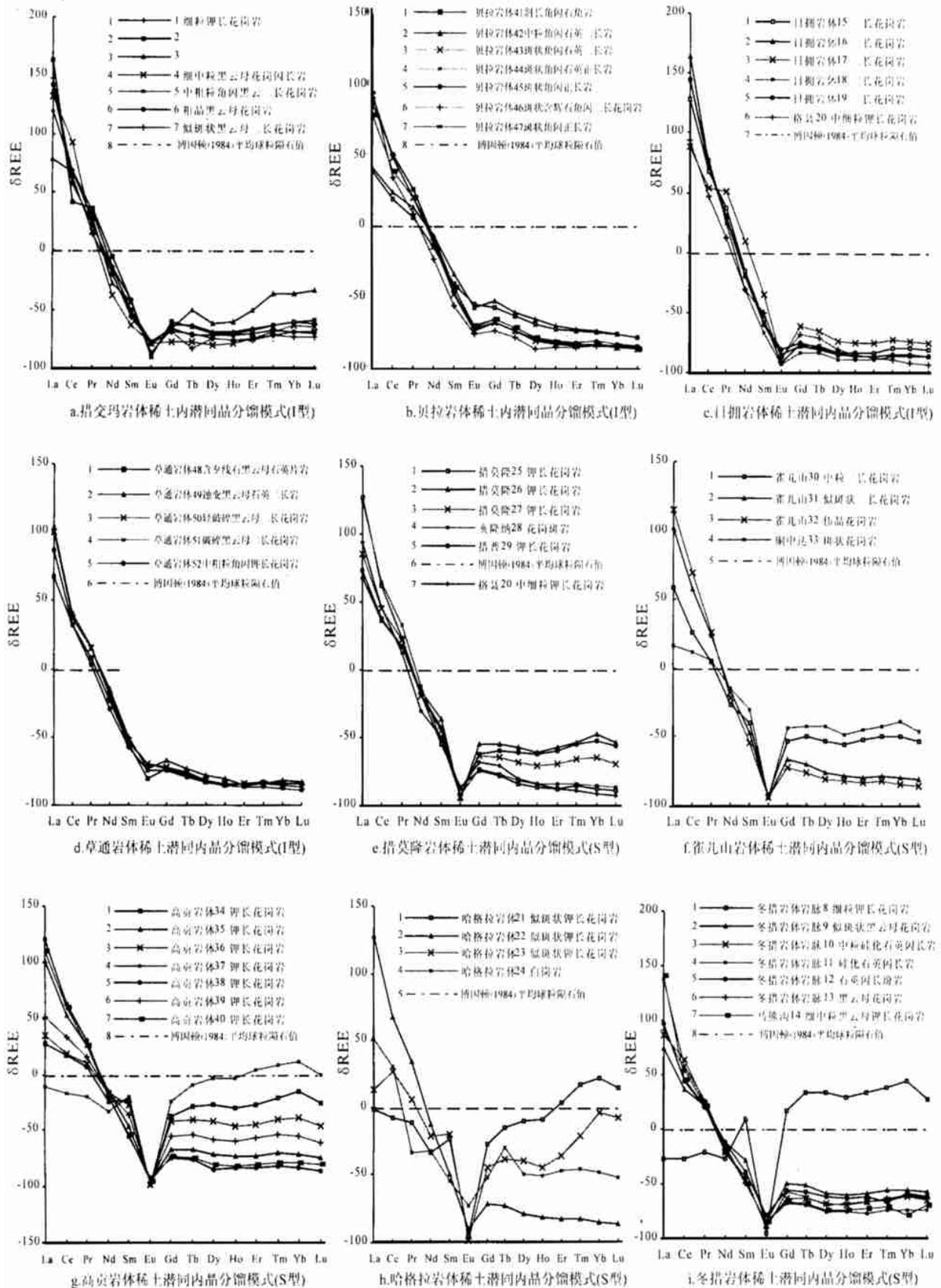


图 11 三江地区中段(川西)花岗岩类稀土内潜同晶分馏模式

(据张能德、张怀举, 1990)

## 5 结论

通过上述对比分析, 稀土元素的内潜同晶模式图对于判别花岗岩的成因过程有其独特之处。一般认为岩浆在结晶分异过程中, 随着固相的晶出, 岩浆中相容元素趋于减少, 而不相容元素则增加。但这一结论并没有反映实际的地质过程, 因为随着结晶相的结晶分离, 相容与不相容元素都同时离开原岩浆, 不相容元素也应该是降低的。稀土元素被认为是相容元素, 但在地质过程中存在相容性差异, 因此, 它可对照相容元素与不相容元素的划分为相

对不相容元素和相对相容元素。轻稀土为相对不相容元素, 而重稀土为相对相容元素, 其在岩浆结晶分异过程中, 也是同时离开原岩浆房, 也就是说轻重稀土都是降低的, 故原有的球粒陨石标准化模式掩盖了这一实际过程。而这一方法的提出就是为了克服原来的球粒陨石标准化模式图所造成的缺陷, 因此, 它可用于研究岩浆演化或变质过程中化学成分变化的实际趋势, 以及引起这些趋势的原因。

笔者的目的是提供一种新的作图判别方法, 而该方法的有效应用还有待于不断地充实和完善, 笔者仅此抛砖引玉。

Fig. 11 Incomplete isomorphous REE fractionation model for the granite masses in the central part of the Nujiang-Lancangjiang-Jinshajiang area, western Sichuan (after Zhang Nengde, Zhang Huaiju et al., 1990)

a. Cojiama granite mass (I-type): 1= 1—fine-grained moyite; 2= 2; 3= 3; 4= 4—fine to medium-grained biotite granodiorite; 5= 5—medium to coarse-grained amphibole biotite adamellite; 6= 6—coarse-grained biotite granite; 7= 7—porphyroid biotite adamellite; 8= mean chondrite-normalized values from Boynton, 1984; b. Beila granite mass (I-type): 1= 41—amphibolite; 2= 42—medium-grained amphibole adamellite; 3= 43—porphyritic amphibole adamellite; 4= 44—porphyritic amphibole quartz syenite; 5= 45—porphyritic amphibole syenite; 6= 46—porphyritic pyroxene-bearing amphibole adamellite; 7= 47—porphyritic amphibole syenite; 8= mean chondrite normalized values from Boynton, 1984; c. Riyong granite mass (I-type): 1= 15—monzonitic granite; 2= 16—monzonitic granite; 3= 17—monzonitic granite; 4= 18—monzonitic granite; 5= 19—monzonitic granite; 6= 20 (Genie mass)—fine to medium-grained moyite; 7= mean chondrite-normalized values from Boynton, 1984; d. Caotong granite mass (I-type): 1= 48—sillimanite-bearing biotite quartz schist; 2= 49—altered biotite adamellite; 3= 50—slightly frac-

tured biotite adamellite; 4= 51—fractured biotite adamellite; 5= 52—medium- to coarse-grained amphibole moyite; 6= mean chondrite-normalized values from Boynton, 1984; e. Comolong granite mass (S-type): 1= 25—moyite; 2= 26—moyite; 3= 27—moyite; 4= 28 (Hailongna mass)—granite porphyry; 5= 29 (Copu mass)—moyite; 6= mean chondrite-normalized values from Boynton, 1984; 7= 20 (Genie mass)—fine to medium-grained moyite; f. Chola granite mass (S-type): 1= 30—medium-grained monzonitic granite; 2= 31—porphyroid monzonitic granite; 3= 32—pegmatite granite; 4= 33—porphyritic granite; 5= mean chondrite-normalized values from Boynton, 1984; g. Gaogong granite mass (S-type): 1= 34—moyite; 2= 35—moyite; 3= 36—moyite; 4= 37—moyite; 5= 38—moyite; 6= 39—moyite; 7= 40—moyite; 8= mean chondrite values from Boynton 1984; h. Hagela granite mass (S-type): 1= 21—porphyroid moyite; 2= 22—porphyroid moyite; 3= 23—porphyroid moyite; 4= 24—alaskite; 5= mean chondrite-normalized values from Boynton, 1984; i. Dongco granite mass (S-type): 1= 8—fine-grained moyite; 2= 9—porphyroid biotite granite; 3= 10—medium-grained silicified quartz diorite; 4= 11—silicified quartz diorite; 5= 12—quartz dioritic porphyrite; 6= 13—biotite granite; 7= 14 (Marxionggor)—fine to medium-grained biotite moyite; 8= mean chondrite-normalized values from Boynton, 1984

## 参考文献:

- [1] 南京大学地质学系. 地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 1979.
- [2] 南京大学地质学系岩矿教研室. 结晶学与矿物学[M]. 北京: 地质出版社, 1978.
- [3] 陈德潜, 陈刚. 实用稀土元素地球化学[M]. 北京: 冶金工业出版社, 1990.
- [4] [美][G]. 福尔著. 潘曙兰, 乔广生译. 李继亮校. 同位素地质学原理[M]. 北京: 科学出版社, 1983.
- [5] MASUDA A, IKEUCHI Y. Lanthanide tetrad effect observed in marine environment [J]. *Geochemical Journal*, 1979, 13(1): 19—22.
- [6] MASUDA A. The third ionization potentials of Lanthanide and major orientations of 4f orbital clouds [J]. *Proceedings of Japanese Academy*, 1995, 71(1): 165—169.
- [7] CHAPPELL B W, WHITE A J R. Two contrasting granite types [J]. *Pacific Geology*, 1974, 33(8): 173—174.
- [8] PITCHER W S. Granite type and tectonic environment [A]. Hsu K. *Mountain-Building Processes* [M]. London Academic Press, 1983.
- [9] COLLINS W J, BEAMS S D, WHITE A J R, CHAPPELL B W. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1982, 80(2): 189—200.

## The incomplete isomorphous REE fractionation models and their implications for the origin and evolution of magmatic rocks

LI Sheng, XU Yong-sheng

(*Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Chengdu 610082, Sichuan, China*)

**Abstract:** The incomplete isomorphism is a special type of isomorphous replacement for REE. An incomplete isomorphous REE fractionation models are presented herein. In these models, fourteen elements of REE are postulated to be considered as one element, whereas the others as isotopes. These elements can be fractionated in geological processes. According to these models, the fractionation values of each REE can be calculated with respect to chondrite-normalized values. The formula for calculation is  $\delta_{\text{REE}} = [ ( \text{REE} / \sum \text{REE} )_{\text{sample}} / ( \text{REE} / \sum \text{REE} )_{\text{chondrite}} - 1 ] \times 100$ . The modal diagrams then may be constructed by using the calculated values as y-coordinate and atomic numbers as x-coordinate. The modal diagrams are well referred to as the incomplete isomorphous REE fractionation models cited above, and will improve our knowledge of petrogenesis, especially of the origin and evolution of magmatic rocks.

**Key words:** REE; incomplete isomorphism; fractionation model; analogy/multiplication; percentage deviation