

# 花岗岩化学风化过程中的 Sr 同位素演化\*

## ——矿物相对风化速率的影响

马英军

刘丛强

(中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029) (中国科学院地球化学研究所, 贵阳 550002)

**摘要** 对江西南部黑云母花岗岩和花岗斑岩风化剖面中 Sr 同位素体系的研究结果显示, 花岗岩化学风化过程中, Rb, Sr 之间发生明显分异, 风化早期释放出的 Sr/Si, Sr/Ca 比值大于母岩值, Sr 的淋失速率大于 Si, Ca, K, Rb 等营养离子. 主要含 Sr(和 Rb)矿物相对风化速率的动态变化, 导致花岗岩风化壳及其释放出 Sr 的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值随时间波动变化: 黑云母、斜长石和钾长石的先后风化, 导致风化残余物的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值历经下降—升高—下降的波动变化, 最终趋于稳定. 这进一步说明, 当用锶同位素示踪流域和全球范围的生物地球化学过程时, 必须慎重考虑 Sr 从溶解固相中的优先释放以及含 Sr 矿物相对风化速率的变化导致的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值的波动.

**关键词** 锶同位素 化学风化 风化速率 非化学计量性 花岗岩

近年来, 锶同位素已被广泛用于示踪流域和全球范围的生物地球化学物质循环过程<sup>[1,2]</sup>. 在这类研究中, 通常假设年龄和成分一定的基岩风化释放出的 Sr 具有母岩特征的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值, 而且该特征值不随风化时间而变化. 但是, 最近的研究表明, Sr 从长石等矿物中的溶解释放存在一定的选择性<sup>[3]</sup>; 随着风化年龄的增长, 土壤所释放出 Sr 的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值逐渐降低<sup>[4~7]</sup>; 同时, 河水中风化来源 Sr 的同位素特征也反映了流域岩石和土壤中矿物风化反应的类型和速率<sup>[8]</sup>.

但是迄今为止, 仍然很少有人对实际岩石风化剖面(从新鲜母岩到表层成熟土壤代表整个地表风化过程)形成过程中  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值波动变化的机制进行详细探讨, 尤其对于矿物成分较为复杂的硅酸盐岩自然风化过程中 Sr 的释放特征及其同位素演化规律的研究仍显不足. 本文通过对江西南部发育完整的花岗岩风化剖面中 Rb, Sr 及其同位素分布的研究, 首次揭示出整个风化过程中  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值的波动变化规律, 指出不同矿物之间相对风化速率的变化是导致这种波动的关键因素.

## 1 采样和分析方法

### 1.1 样品采集

研究区位于江西南部龙南(24° 54'N, 114° 47'E)和寻乌(24° 57'N, 115° 38'E)两地, 当地温

暖湿润的气候和低缓的丘陵地貌导致各类化学风化壳高度发育. 本研究共涉及两个风化剖面<sup>1)</sup>: 黑云母花岗岩剖面(JL-1)位于龙南县东江乡江头村, 母岩为中粒黑云母花岗岩(134~155 Ma B.P.), 主要矿物组成为石英(25%~30%)、斜长石(30%)、钾长石(35%)、黑云母(5%)、白云母(2%); 花岗斑岩剖面(JX-3)位于寻乌县东南某离子吸附型稀土矿, 母岩为上侏罗系花岗斑岩(135~160Ma B.P.), 岩石斑晶主要为石英(15%~30%)、钾长石(15%~40%)、斜长石(40%)、黑云母(2%), 长英质基质. 两剖面都呈垂直状, 厚约 25 m.

从每个剖面顶部的土壤层往下, 按顺序采集腐植土层、红土层、全风化层、半风化层、风化前缘和母岩样品. 所有样品经现场缩分后装入聚乙烯塑料袋内密封, 带回实验室. JX-3 剖面因风化作用强烈, 底部未见新鲜母岩出露.

## 1.2 分析方法

样品经缩分、烘干并剔除动植物碎片后, 用玛瑙研钵磨至 200 目. 用湿化学法测定主要化学成分(误差 < 0.5%). 微量元素采用 Teflon 密闭溶样器溶样, 等离子质谱法(ICP-MS)测定, 测试过程均用标样进行质量监控, 分析误差小于 5%.

Sr 同位素分析采用酸溶样品后, 经标准的离子交换法收集 Sr, 在 MAT-260 固体同位素质谱仪上测定  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值, 测试期间 NBS987 标准的测定值为  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710\ 25 \pm 2$ , 样品的平均分析误差为  $\pm 0.000\ 02$  ( $2\sigma$ ).

## 2 分析结果

### 2.1 风化剖面中 Rb, Sr 含量的变化

表 1 列出风化剖面中 Si, Ca, K, Sr, Rb 含量及  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值. 用稳定元素 Ti 校正碱(和碱土)金属元素的含量<sup>1)</sup>, 结果显示, 随着样品化学风化程度的增强, K, Ca, Na, Mg, Rb, Sr, Cs, Ba 迅速流失; 分粒级研究结果表明, Rb 和 Sr 在细粒级物质中相对富集, 而且粘土物质中 Rb 的富集程度大于 Sr.

化学风化往往导致 Rb, Sr 之间发生分异. 由表 1 可见, 黑云母花岗岩剖面(JL-1)中, 随着样品化学蚀变指数(CIA)的升高, Rb/Sr 比迅速升高, 说明 Sr 的淋失速率大于 Rb; 而花岗斑岩风化剖面(JX-3)中, 在风化作用的最初阶段( $\text{CIA} < 75$ ), Rb/Sr 比随 CIA 的增大而升高; 随着化学风化进一步加强, Rb/Sr 比又迅速减小, 显示 Rb 的活动性比 Sr 强. 除了化学性质上的不同之外, 风化剖面中 Rb, Sr 的赋存状态、介质条件、次生矿物(如碳酸盐)的形成, 尤其是粘土级物质在剖面内部的迁移都有可能对 Rb, Sr 分布的变化<sup>[7, 9~12]</sup>.

Rb, Sr 活动性的差异, 必然导致风化过程中  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值的变化, 而且  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  与 Rb/Sr 之间往往呈正相关关系(图 1). 通常, 高 Rb/Sr 比的矿物,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值也较高, 而且更抗化学风化<sup>[13]</sup>. 风化过程中, 不但 Sr 与 Rb 活动性不同, 而且普通 Sr 与放射成因 Sr 之间也会发生分异<sup>[10]</sup>. 在外界干扰较小的情况下, 如果风化壳中的  $^{87}\text{Sr}$  主要来自 Rb 的衰变, 那么含 Rb 矿物的分解将导致 Rb 和  $^{87}\text{Sr}$  同时从剖面中流失, 从而形成 Rb/Sr 和  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  之间较好的正相关关系(图 1).

### 2.2 风化剖面中 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的波动变化

所研究风化剖面中最典型的特征是  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值随样品化学风化程度的增强而呈现明显

1) 马英军. 化学风化作用中的微量元素和锶同位素地球化学. 中国科学院地球化学研究所博士学位论文, 1999, 贵阳

的波动变化(图 2). 按照样品的化学风化程度, 结合矿物成分和含量的变化<sup>1)</sup>, 将整个风化过程中  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值的时间演化划分为 4 个阶段: (1)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值微弱下降阶段( $\text{CIA} < 65$ ). 这是花岗岩风化的初期阶段,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值呈微弱下降的趋势, 黑云母花岗岩剖面中这一特征最为明

表 1 江西寻乌花岗斑岩(JX-3)和龙南黑云母花岗岩(JL-1)风化剖面部分主元素及 Sr 同位素组成<sup>a)</sup>

样号	深度 <sup>b)</sup> /m	CIA <sup>c)</sup>	SiO <sub>2</sub> /%	CaO/%	K <sub>2</sub> O/%	Sr×10 <sup>-6</sup>	Rb×10 <sup>-6</sup>	Rb/Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr
JX-3-1	表土	97.48	68.02	0.06	0.15	4.166	12.612	3.027	0.716687
JX-3-2	0.3	97.28	58.95	0.07	0.12	5.086	12.101	2.379	0.724535
JX-3-3	0.8	97.30	58.45	0.08	0.12	3.883	13.164	3.390	—
JX-3-4	1.8	97.82	60.68	0.03	0.13	6.725	11.946	1.776	0.721599
JX-3-5	2.3	97.20	63.06	0.07	0.09	2.416	12.799	5.298	—
JX-3-6	3.8	95.04	64.20	0.10	0.43	21.330	22.152	1.039	0.721236
JX-3-7	4.8	92.89	61.43	0.07	0.84	18.211	37.071	2.036	0.718928
JX-3-8	5.8	83.08	64.95	0.10	2.10	25.945	86.857	3.348	0.724353
JX-3-9	7.0	88.09	65.17	0.07	1.64	15.859	61.174	3.857	—
JX-3-10	8.0	86.92	65.86	0.08	1.63	16.029	62.274	3.885	0.724128
JX-3-11	9.1	80.53	66.87	0.10	3.03	17.483	108.508	6.206	—
JX-3-12	10.2	77.56	66.65	0.40	3.12	15.758	123.692	7.849	0.739809
JX-3-13	11.5	73.92	68.09	0.10	4.14	26.618	163.493	6.142	—
JX-3-14	13.0	68.25	70.16	0.60	4.61	14.268	191.214	13.402	0.764481
JX-3-15	14.5	80.25	68.01	0.30	2.72	7.355	117.190	15.933	—
JX-3-16	16.0	71.63	72.87	0.10	3.90	10.892	166.155	15.255	0.772282
JX-3-17	17.5	70.66	70.82	0.11	4.46	13.508	198.559	14.699	0.769460
JX-3-18	19.0	65.57	69.92	0.20	6.40	26.700	229.027	8.578	0.744755
JX-3-19	23.5	63.33	68.61	0.80	6.60	24.593	231.383	9.408	0.746505
JL-1-17	表土	78.22	68.29	0.07	3.94	3.681	449.571	122.133	1.181719
JL-1-16	0.4	84.44	63.74	0.08	3.40	2.625	382.737	145.805	1.01225
JL-1-15	0.8	82.66	65.47	0.07	3.35	2.504	371.541	148.379	—
JL-1-14	1.5	78.50	74.41	0.10	3.08	2.265	332.729	146.900	1.128163
JL-1-13	2.5	78.19	71.75	0.07	3.81	3.282	405.958	123.692	—
JL-1-12	4.0	73.11	73.94	0.06	4.26	3.116	461.053	147.963	—
JL-1-11	6.5	74.74	75.37	0.07	3.75	3.723	395.613	106.262	—
JL-1-10	8.5	75.21	70.64	0.06	4.58	3.380	484.247	143.268	1.194982
JL-1-9	10.0	73.77	75.98	0.02	3.89	2.957	414.288	140.104	—
JL-1-8	11.5	71.51	75.64	0.07	4.45	4.137	492.205	118.976	1.242312
JL-1-7	13.0	65.63	74.32	0.07	4.45	7.179	515.177	71.762	1.133989
JL-1-6	14.0	62.98	74.62	0.10	4.36	12.738	535.597	42.047	0.920487
JL-1-5	15.0	61.98	74.83	0.11	4.08	13.475	517.454	38.401	—
JL-1-4	17.0	59.15	76.47	0.10	4.30	14.605	518.868	35.527	0.926357
JL-1-3	19.0	60.47	75.59	0.11	4.14	17.941	474.391	26.442	0.894698
JL-1-2	22.5	58.89	76.75	0.10	4.09	13.542	477.224	35.240	0.951822
JL-1-1	母岩	56.12	76.25	0.11	4.43	15.419	528.512	34.277	0.950386

a) 主元素和微量元素分析由中国科学院地球化学研究所完成, Sr 同位素由中国地质科学院矿床地质研究所同位素室分析, — 代表未分析

b) 深度是指从地表垂直往下的距离

c) 化学蚀变指数  $\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})] \times 100$ , 式中各氧化物都以摩尔比计算,  $\text{CaO}^*$  是指除碳酸盐和磷灰石之外的硅酸盐矿物中的  $\text{CaO}$ , CIA 的大小反映样品遭受化学风化的程度, 表中数据引自马英军文<sup>1)</sup>

1) 见 635 页脚注 1)

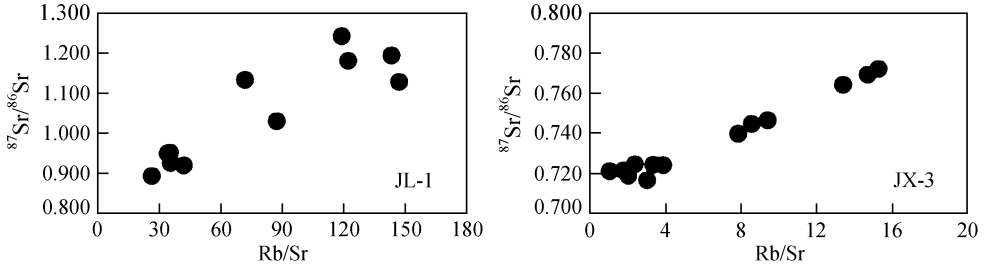


图 1 各风化剖面中 Rb/Sr 与  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  变化关系  
JL-1 为黑云母花岗岩剖面, JX-3 为花岗斑岩剖面

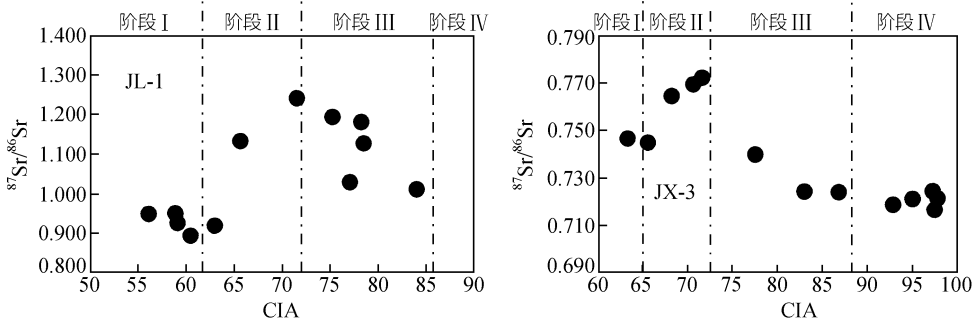


图 2 各风化剖面中  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值随样品化学风化程度(CIA)变化图  
说明同图 1

显. (2)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值迅速升高阶段 ( $65 < \text{CIA} < 70$ ). 随着风化程度的增强, 样品的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值迅速升高, 直至出现极大值. (3)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值降低阶段. 风化残积物的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比从最大值逐渐下降, 最终趋于稳定. (4)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值相对稳定阶段 ( $\text{CIA} > 90$ ). 此时, 风化释放出的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值基本上等于残余物的比值<sup>[6]</sup>.

相对而言, 花岗斑岩剖面中第 I 阶段的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  下降不明显, 而黑云母花岗岩剖面尚未达到  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  相对稳定的第 IV 阶段(图 2). 这是由于前者未采到母岩样品 ( $63 < \text{CIA} < 98$ ), 而黑云母花岗岩剖面整体化学风化的程度较低 ( $56 < \text{CIA} < 85$ ).

### 3 讨论

#### 3.1 岩石风化的非化学计量性

用锶同位素示踪地表物质循环过程时, 往往假设 Sr 从溶解固相中的释放是按化学计量比进行的, 不存在相对于其他离子的优先或滞后释放以及离子间比例的时间变化. 但是, Brantley 等人<sup>[3]</sup>最近的实验表明, 长石溶解的最初阶段, Sr 从矿物中的释放并非按化学计量比进行, 而且释放出 Sr 的同位素比值不等于母质值.

如图 3 所示, 随着样品化学蚀变指数(CIA)的升高, Sr/Si 比逐渐减小, 当  $\text{CIA} < 70$  时, Sr/Si 比值下降地更快, 说明花岗岩风化释放出的 Sr/Si 比大于母岩值, 尤其在岩石风化的早期阶段, Sr 的释放速率远大于 Si. 风化残余物中 Sr/Ca 比值的逐渐减小, 则说明 Sr 优先于 Ca 释放. 相比之下, 剖面中的 Rb/K 比值却变化不大, 说明花岗岩风化过程中 Rb 和 K 基本上是按化学计量比释放的.

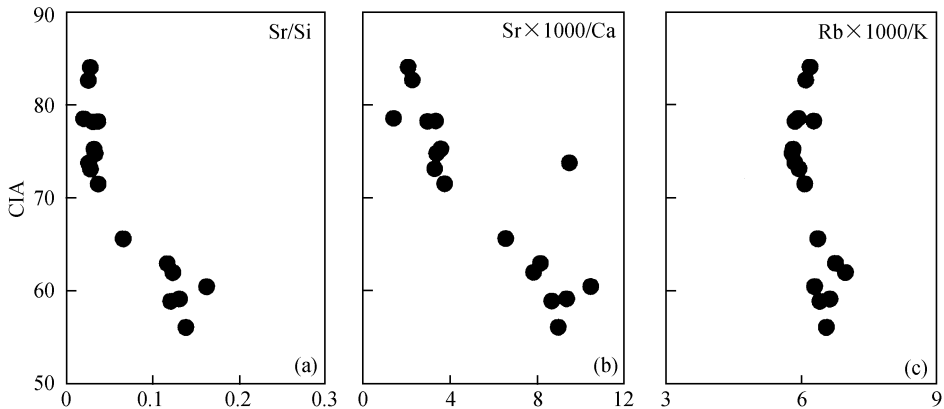


图 3 黑云母花岗岩风化剖面(JL-1)中 Sr/Si、Sr/Ca 及 Rb/K 比值随化学风化程度变化图  
图中各元素比值为摩尔比

花岗斑岩风化过程中也存在着 Sr 离子的选择性释放现象(表 1), 但是当风化作用发展到极高度时(CIA > 90), Rb/K 比迅速升高, 说明土壤层中 K 的淋失速率大于 Rb, 这可能与粘土矿物的吸附有关<sup>[9]</sup>.

总之, 在风化作用的早期阶段, Sr 优先于 Si, Ca, K, Rb 等从溶解花岗岩中释放进入地表径流. 花岗岩中不同成分矿物溶解速率的不同、以及矿物中微结构差异(包裹体、晶格缺陷等)的存在是导致这种非平衡释放的主要因素<sup>[3, 7, 14]</sup>. Sr 从风化壳中的优先释放, 必然导致土壤中 Sr 浓度和  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值都偏离母岩值<sup>[5-8]</sup>.

### 3.2 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的波动与矿物相对风化速率的变化

花岗岩风化剖面中  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值阶段性波动变化的特点(图 2), 一方面表明花岗岩风化释放出 Sr 的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值不等于母岩值, 另一方面, 也说明风化过程中不同矿物相对风化速率的动态变化, 可能是导致  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值随时间变化的主要因素.

花岗岩中的主要矿物, 从斜长石到钾长石、黑云母,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值逐渐升高<sup>[5, 7, 13]</sup>. 所以, 在风化过程中, 随着占优势风化矿物种类的变化, 风化岩石所释放出 Sr 的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值也不断发生变化. 以下结合风化剖面中矿物成分和含量的变化<sup>1)</sup>, 详细论述矿物相对风化速率的变化对剖面中 Sr 同位素组成的影响.

花岗岩风化的第 I 阶段(图 2), 样品的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值逐渐下降, 黑云母花岗岩剖面中这一特征最为明显. 黑云母在蚀变为蛭石的过程中, 八面体晶格中的  $\text{Fe}^{2+}$  被氧化为  $\text{Fe}^{3+}$ , 为了保持整个矿物的电中性, 层间离子中的  $\text{K}^+$ 、 $\text{Sr}^{2+}$  等往往被排出, 导致高  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比的放射成因 Sr 丢失<sup>[7]</sup>, 残余物的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值则逐渐降低. 新鲜风化物中这个过程(黑云母→蛭石)的速率往往是斜长石风化速率的 4~8 倍以上<sup>[7, 8]</sup>.

随着风化程度的加深(阶段 II), 斜长石的风化居于主导地位. 斜长石分解过程中, 释放出低  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比的普通 Sr, 导致风化残余物的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值迅速升高. 由图 2 可见, 两个剖面都在 CIA=70~75 之间,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  达到最高值. 对剖面中微量元素和矿物成分变化的研究结果表明<sup>9)</sup>, 在

1) 见 635 页脚注 1)

CIA=70 附近, 斜长石已经分解地较为彻底, 其中的低  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比的 Sr 也已大量流失. 可见, 斜长石的大量、迅速分解, 正是导致  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值迅速升高的根本原因.

花岗岩风化的第 3 阶段(图 2),  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值逐渐下降. 剖面中的微量元素和矿物成分的变化表明<sup>1)</sup>, 该阶段( $70 < \text{CIA} < 90$ ) 各种富 K 矿物(如钾长石、伊利石和残余黑云母等)的风化速率相对加快, 释放出 K, Rb 及高  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比的放射成因 Sr, 导致风化残积物  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值逐步降低.

随着风化程度的进一步加深(如图 2 中 JX-3 剖面的阶段 IV), 风化残余物的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值基本保持稳定. 表明剖面中各主要原生含 Rb, Sr 矿物已彻底风化, 残余的少量 Rb, Sr 基本上都按化学计量比稳定地释放, 此时所释放出的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值等于母质的相应值.

由质量守恒原理可知, 与风化残余物(风化壳样品) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值的变化相对应, 随风化溶液或地表径流(如河水、地下水)而流失的 Sr 的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值也必然表现出类似的阶段性变化特征, 只是  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  值的高低变化应正好与风化残余物相反. 当然, Sr 在风化剖面内部的迁移、Sr 与粘土矿物之间的交换反应以及大气沉降 Sr 的加入都有可能影响到风化壳和地表径流中 Sr 同位素的组成<sup>[5-7, 15, 16]</sup>. 但是, 大气沉降的影响往往只局限于剖面表层几十厘米的深度范围, 而且主要影响易交换态 Sr 的同位素比值, 而易交换态 Sr 在大多数情况下只占总 Sr 的 1% 左右<sup>[7]</sup>, 所以, 在本研究中, 大气沉降 Sr 的影响基本可以忽略.

## 4 结论及其意义

综上所述, 可以得出如下结论: (1) 花岗岩自然风化过程中, Rb, Sr 之间发生明显分异, Sr 的淋滤释放存在着明显的非化学计量性特点. (2) 风化过程中, 不同矿物相对风化速率的动态变化, 导致风化壳及其释放出铯的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值随时间发生波动变化. 只有演化到一定阶段以后, 风化壳才能真正达到稳态释放 Sr.

本研究进一步表明, 不仅大陆风化岩石种类(如碳酸盐岩和硅酸盐岩)和风化速率的变化(如冰川运动导致岩石新鲜风化面出露, 岩石风化速率加快)会导致地表径流铯同位素比值的改变<sup>[4, 13]</sup>, 即使矿物成分较为复杂的同一种岩石, 在风化过程中, 各类矿物相对风化速率的变化也会导致河水  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值的明显变化. 因此, 根据河流铯同位素比值了解流域营养离子来源和通量, 或者根据海相碳酸盐铯同位素组成反演大陆风化历史和环境变迁(如冰川运动、造山运动、海底扩张)时, 首先应考虑岩石或土壤风化过程中, Sr 与其他离子相比是否存在优先释放? Sr 的释放及其  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值是否存在时间变化? 只有按照各含 Sr(Rb) 矿物相对溶解速率的变化, 对总的铯同位素比值加以适当的校正, 才有可能得出正确的结论.

## 参 考 文 献

- 1 马英军, 刘丛强. 地壳风化系统中的 Sr 同位素地球化学. 矿物学报, 1998, 18(3): 350~358
- 2 马英军, 刘丛强. 生态系统营养离子循环及水化学演化的铯同位素示踪. 地球科学进展, 1999, 14(4): 377~383
- 3 Brantley S L, Chesley J T, Stillings L L. Isotopic ratios and release rates of strontium from weathering feldspars. *Geochim Cosmochim Acta*, 1998, 62(9): 1493~1500
- 4 Blum J D, Erel Y. A silicate weathering mechanism linking increases in marine  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  with global glaciation. *Nature*, 1995,

1) 见 635 页脚注 1)

- 373: 415~418
- 5 Blum J D, Erel Y. Rb-Sr isotope systematics of granitic soil chronosequence: The importance of biotite weathering. *Geochim Cosmochim Acta*, 1997, 61(15): 3193~3204
  - 6 Bullen T, Krabbenhoft D, Kendall C. Kinetic and mineralogic controls on the evolution of groundwater chemistry and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in a sandy silicate aquifer, northern Wisconsin, USA. *Geochim Cosmochim Acta*, 1996, 60: 1807~1821
  - 7 Bullen T, White A, Blum A, et al. Chemical weathering of a soil chronosequence on granitoid alluvium: II mineralogic and isotopic constraints on the behavior of strontium. *Geochim Cosmochim Acta*, 1997, 61: 291~306
  - 8 Blum J D, Erel Y, Brown K.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios of Sierra Nevada stream waters: Implications for relative mineral weathering rates. *Geochim Cosmochim Acta*, 1993, 57: 5019~5025
  - 9 Nesbitt H W, Markovics G, Price R C. Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering. *Geochim Cosmochim Acta*, 1980, 44: 1659~1666
  - 10 Clauer N. Strontium and argon isotopes in naturally weathered biotites, muscovites and feldspars. *Chem Geol*, 1981, 31: 325~334
  - 11 陈 骏, 仇 纲, 鹿化煜, 等. 最近 130 Ka 黄土高原夏季风变迁的 Rb 和 Sr 地球化学证据. *科学通报*, 1996, 41(21): 1963~1966
  - 12 陈 骏, 安芷生, 汪永进, 等. 最近 800 Ka 洛川黄土剖面中 Rb/Sr 分布和古季风变迁. *中国科学, D 辑*, 1998, 28(6): 498~504
  - 13 Faure G. *Principles of Isotope Geology*. 2nd ed. New York: John Wiley & Son, 1986. 117~199
  - 14 White A F, Blum A E, Shultz M S, et al. Chemical weathering rates of a soil chronosequence on granitic alluvium: I Quantification of mineralogical and surface area changes and calculation of silicate reaction rates. *Geochim Cosmochim Acta*, 1996, 60(14): 2533~2550
  - 15 Miller E K, Blum J D, Friedland A J. Determination of soil exchangeable-cation loss and weathering rates using Sr isotopes. *Nature*, 1993, 362: 438~441
  - 16 刘丛强, 张 劲, 李春来. 黄土中  $\text{CaCO}_3$  含量及其 Sr 同位素组成变化与古气候波动记录. *科学通报*, 1999, 44(10): 1088~1092