

# 冲绳海槽浮岩的同位素特征及年代测定\*

陈丽蓉 翟世奎 申顺喜

(中国科学院海洋研究所, 青岛 266071)

## 摘要

本文首次报道了有关冲绳海槽浮岩的 Rb, Sr 和 O 等元素的同位素资料。用铀系不平衡法成功地测出了浮岩的年龄, 探讨了冲绳海槽岩浆的物质来源、结晶演化以及火山喷发的规律。

**关键词** 弧后岩浆活动、同位素、年代、冲绳海槽

冲绳海槽是一个典型的弧后扩张盆地。但由于它自第四纪才开始扩张<sup>[1, 2]</sup>, 现在正处于扩张作用的早期, 其内广泛分布有 SiO<sub>2</sub> 含量达 70% 左右的酸性火山岩——浮岩<sup>[3, 4]</sup>。研究浮岩岩浆的性质、物源及火山喷发的时代和规律性对探讨冲绳海槽的构造成因和发展演化, 以及现代沉积作用具有重要的意义。

## 1 Rb, Sr 同位素

在本文的工作中共测得 11 个样品的 Rb, Sr 同位素组成, Z14-5 孔 (27°18' 00" N, 127°12' 10" E) 岩芯中浮岩的分析结果列于表 1 中(表中样号的前三位数为浮岩层在岩芯中的深度, 单

表 1 浮岩的 Rb 和 Sr 同位素分析结果

样号	样 品	<sup>87</sup> Rb	<sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr
		μmol/g			
0001	全 岩	0.11004	0.12107	0.90890	0.70654±0.00004
0002	全 岩	0.13725	0.17509	0.78390	0.70639±0.00006
0003	全 岩	0.18725	0.11916	1.57140	0.70783±0.00007
2651	重矿物	0.12460	0.20510	0.60735	0.71099±0.00004
2652	轻矿物	0.10687	0.64980	0.16446	0.70884±0.00002
2653	火山玻璃	0.18175	0.23770	0.76450	0.70665±0.00005
4151	重矿物	0.02907	0.40960	0.07108	0.70523±0.00006
4152	轻矿物	0.040985	0.36610	0.11190	0.70494±0.00010
4153	火山玻璃	0.26660	0.14460	1.84370	0.70864±0.00007

1992-01-30 收稿, 1992-09-24 收修改稿。

\* 国家自然科学基金资助项目。

位为 cm). 有关该岩芯的详细描述及各浮岩层的矿物学和岩石化学资料见文献[5] 和翟世奎等文<sup>1)</sup>.

冲绳海槽浮岩形成于距今约 7 万年之内(见后), 可把所测得的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值近似地作为岩浆固结时的初始值来讨论岩浆的物质来源. 由表 1 中可以看出浮岩的 Sr 同位素组成最突出的特征是:(1)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值变化范围大(0.704943—0.710988, 平均值: 0.70734); (2)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值介于上地幔目前值( $0.704 \pm 0.002$ )与地壳目前值( $0.719$ )<sup>[6, 7]</sup>之间; (3) 既使同是重矿物或同是轻矿物, 其 Sr 同位素比值亦差异很大. 上述特征表明岩浆既非来自单一的物源, 在岩浆固结之前也没有达到混合均匀的程度. 结合浮岩的矿物学和岩石化学特征<sup>1)</sup>, 作者认为浮岩岩浆主要来源于地幔, 但有相当比例的地壳物质加入, 说明在冲绳海槽不仅有地幔物质熔融而产生岩浆, 还有地壳物质部分熔融的可能性.

## 2 氧 同 位 素

在本文的样品分析中 R(标准)取标准平均大洋水(SMOW)的  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  比值[( $1993.4 \pm 2.5$ )  $\times 10^{-6}$ ]. 为了进一步论证浮岩岩浆的物质来源、演化过程及形成条件, 对 Z14-5 孔岩芯中 8 个浮岩样品作了氧同位素分析, 结果列于表 2 中(全岩样品数值代表层位, 单位为 cm), 表中其他样品的资料转引自卢武长文<sup>2)</sup>.

表 2 浮岩及其它样品的  $\delta^{18}\text{O}$  值

样 品	斑晶矿物			全 岩				球粒 陨石	超铁 镁质岩	铁镁 质岩	洋脊拉斑 玄武岩	安山岩	花岗 质岩	
	斜长石	辉石	磁铁矿	485	415	395	230 表层							
$\delta^{18}\text{O} \text{‰}$	7.22	6.27	3.87	10.64	8.86	9.08	8.79	7.77	5.3—6.3	5.4—6.6	4.9—6.5	5.4—6.2	5.4—7.4	4.0—17.0

### 2.1 氧同位素组成与岩浆的物质来源

由表 2 可以看出, 超铁镁质岩、铁镁质岩以及洋脊拉斑玄武岩的氧同位素组成非常一致, 它们与球粒陨石的氧同位素组成相吻合. 冲绳海槽浮岩属于流纹英安岩, 其全岩样品中氧同位素的  $\delta^{18}\text{O}$  值变化于 7.77—10.64‰ 之间, 与 I 型花岗质岩石基本一致, 说明浮岩岩浆主要是来自地幔的基性岩浆经过结晶分异作用的产物. 部分样品的  $\delta^{18}\text{O}$  值偏高(9.08—10.64‰), 进一步表明地壳物质混染作用的存在. 作者曾指出在表层浮岩样品中存在着两种斑晶矿物组合, 其一是由基性斜长石、辉石、橄榄石、磁铁矿组成, 代表了岩浆作用早期的结晶相<sup>[5]</sup>. 由于橄榄石含量很少(约 2%), 略而不计. 将其余三种斑晶矿物含量之和计为百分之百, 然后求取  $\delta^{18}\text{O}$  的加权值, 可以估算岩浆早期结晶相的  $\delta^{18}\text{O}$  值:

$$\begin{aligned}\delta^{18}\text{O} &= (\delta^{18}\text{O})_{\text{plag}} \times 0.5 + (\delta^{18}\text{O})_{\text{pyro}} \times 0.3 + (\delta^{18}\text{O})_{\text{mt}} \times 0.2 (\text{‰}), \\ \delta^{18}\text{O} &= 6.26 (\text{‰}).\end{aligned}$$

由于长石中含有一些晚期结晶的酸性斜长石(无法将其从基性斜长石中分离出来), 所以由基性斜长石、辉石和磁铁矿组成的早期结晶相, 其  $\delta^{18}\text{O}$  值应低于 6.25‰. 该值落在基性岩和超基性岩的氧同位素组成变化范围之内, 接近于球粒陨石的氧同位素组成. 进一步证明浮岩的

1) 翟世奎、陈丽蓉、申顺喜, 冲绳海槽早期扩张作用中岩浆活动的演化, 1992(待刊).

2) 卢武长主编, 稳定同位素地球化学, 成都地质学院, 1986.

初始岩浆是来自地幔的基性岩浆,而后又遭受了地壳物质的混染,同时经历了充分的结晶分异作用。

Vitrac 等(1980)在研究比利牛斯的 Maladeta 岩石系列时发现,在由低  $\delta^{18}\text{O}$  和低  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值的地幔物质与高  $\delta^{18}\text{O}$  和高  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值的地壳物质混合所形成的一套岩石中,  $\delta^{18}\text{O}$  随  $\text{SiO}_2$  含量的增加而增加(图 1(a))。图 1(b)中同时给出了浮岩中  $\delta^{18}\text{O}$  与  $\text{SiO}_2$  含量的关系。可以看出浮岩中也存在与 Maladeta 岩体类似的关系。

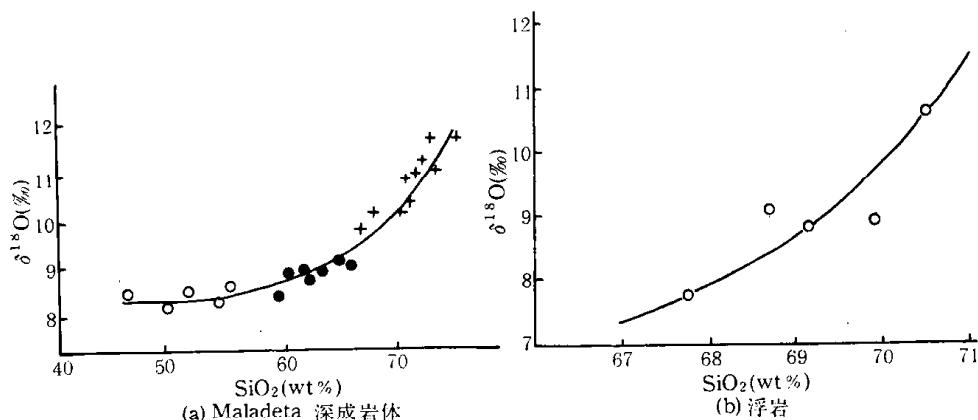


图 1  $\delta^{18}\text{O}$  与  $\text{SiO}_2$  含量的关系

在表 2 中如果将浮岩全岩样品的氧同位素组成与样品在岩芯中的深度联系起来,可以看出自下(485)而上(表层)  $\delta^{18}\text{O}$  值逐渐减小,或者说近期喷发的浮岩相对早期形成的浮岩具有较低的  $\delta^{18}\text{O}$  值。

## 2.2 同位素平衡与同位素地质温度计

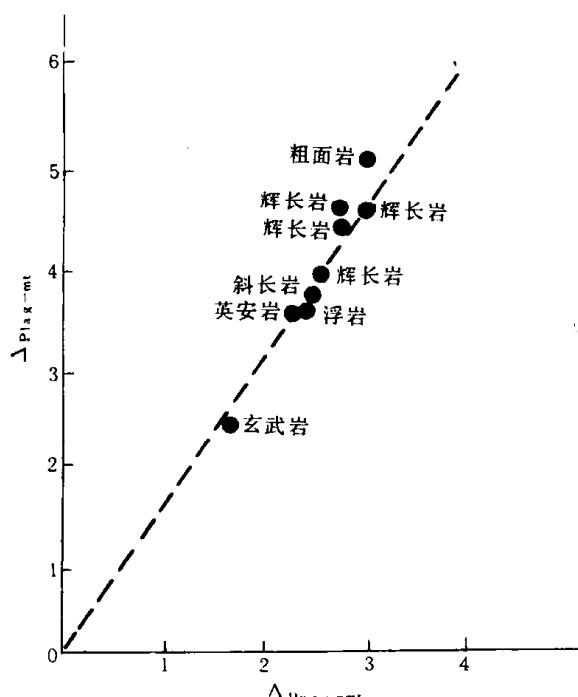


图 2 斜长石-磁铁矿和辉石-磁铁矿的氧同位素一致图<sup>[8]</sup>

**2.2.1 同位素平衡判别** 作者曾在显微镜下观察到在表层浮岩中辉石、磁铁矿、橄榄石和基性斜长石斑晶共生,并且指出它们是在岩浆作用早期同时结晶的,代表了基性岩浆阶段的结晶相组合<sup>[9]</sup>。如果在共生矿物之间存在着同位素平衡,则上述推论是正确的。如表 2 所示,表层浮岩中斑晶矿物的氧同位素组成具有如下特征:  $\delta^{18}\text{O}$ (斜长石, 7.22) >  $\delta^{18}\text{O}$ (辉石, 6.27) >  $\delta^{18}\text{O}$ (磁铁矿, 3.87), 这与同位素交换达到平衡时共生矿物的同位素组成顺序相吻合。图 2 是 Taylor<sup>[8]</sup>给出的一致性曲线 ( $\Delta_{\text{plag}-\text{mt}} = 1.47 \cdot \Delta_{\text{pyro}-\text{mt}}$ ), 图上同时给出了 Z145 岩芯表层浮岩的投影点。可以看出浮岩很好地投在一致性曲线上,进一步说明浮岩中的基性斑晶矿物是在岩浆作用早期的平衡条件下共同结晶的。

**2.2.2 同位素地质温度计** 当矿物 A 与矿物 B 在同位素平衡条件下结晶时,其  $\delta^{18}\text{O}$  值与温度之

间存在如下关系式<sup>1)</sup>:

$$\Delta_{A-B} = \delta^{18}\text{O}_A - \delta^{18}\text{O}_B = A \cdot (10^6 \cdot T^{-2}) + B.$$

Anderson 等<sup>[9]</sup>给出了在温度超过 700°C 条件下斜长石和磁铁矿的同位素分馏方程:

$$\Delta_{\text{plag-mt}} = (4.72 - 1.19\beta) \cdot 10^6 \cdot T^{-2},$$

式中  $\beta$  是斜长石中钙长石的摩尔分数。在浮岩中, 基性斜长石的  $An$  值变化于 50—89% 之间, 但是以  $An=50$ —65% 的斜长石为主。此外还有一些中酸性斜长石, 所以取统计平均值  $\beta=0.50$ 。将  $\Delta_{\text{plag-mt}}=3.35$  代入上式求得

$$T=837^\circ\text{C}.$$

根据 Bottinga 和 Javoy(1975) 给出的斜长石·磁铁矿地温计

$$\Delta_{\text{plag-mt}} = (4.6 - 1.04\beta) \cdot 10^6 \cdot T^{-2},$$

求得

$$T=830^\circ\text{C}.$$

Bottinga 和 Javoy 同样也给出斜长石·辉石的同位素分馏方程

$$\Delta_{\text{plag-pyro}} = (1.70 - 1.04\beta) \cdot 10^6 \cdot T^{-2},$$

将  $\beta=0.50$ ,  $\Delta_{\text{plag-pyro}}=7.22-6.27=0.95$  代入上式得

$$T=841^\circ\text{C}.$$

根据不同的同位素地质温度计所得结果十分一致。据此, 可以得出两点重要结论: (1) 冲绳海槽表层浮岩中的基性斑晶矿物是在平衡条件下共结晶的; (2) 这些矿物的结晶温度并不高, 说明是在深成低温条件下结晶的, 代表了岩浆作用早期的结晶分离相。

### 3 铀、钍同位素及浮岩的形成年代

国内外许多研究单位早已取到了冲绳海槽浮岩的样品。Herman(1978)也报道在冲绳海槽采到了新鲜的玄武岩。但是, 迄今还没有任何关于冲绳海槽浮岩(或其他火成岩)形成时代方面的资料报道。究其原因, 作者认为浮岩形成年代新而所能采到的样品又少, 很难找到一个令人十分满意的测年方法适合于浮岩年龄的测定。

$^{204}\text{Th}$ - $^{238}\text{U}$ 体系适用于测定几千年到数十万年的地质年龄。自从 Cerrai<sup>[10]</sup>首次利用铀系法测定火山岩的年龄以来, 该方法在测定年轻火山岩形成时代方面已经日益得到重视。例如梁卓成等<sup>[11]</sup>成功地测定了腾冲地区 7000—160000 年的火山岩的年龄。冲绳海槽浮岩形成时代新, 样品多为十分新鲜的灰白色浮岩, 受海水的影响很小。因此, 我们尝试用铀系不平衡法测定了浮岩的年龄, 结果是较理想的。

#### 3.1 实验方法

由于浮岩样品少, 而且浮岩样品中的斑晶矿物更少, 我们不能把每个样品分离成数个单矿物相进行分析。在本文中主要采取把同一样品分成稀酸可溶相(L)和稀酸不可溶相(R)以及全岩相(W)的方法, 分别进行化学处理和放射性测量。主要流程如下:

(1) 称取全岩样两份, 其中一份样品用 4N 的  $\text{HNO}_3$  50ml 溶解 30min, 离心分离成可溶相(L)和不可溶相(R)。将另一份作为全岩样(W), 分别加入适量示踪剂, 然后用  $\text{HF-HCl-HClO}_4$

1) 中国科学院地球化学研究所同位素地球化学研究室编, 稳定同位素地球化学讲义, 1982。

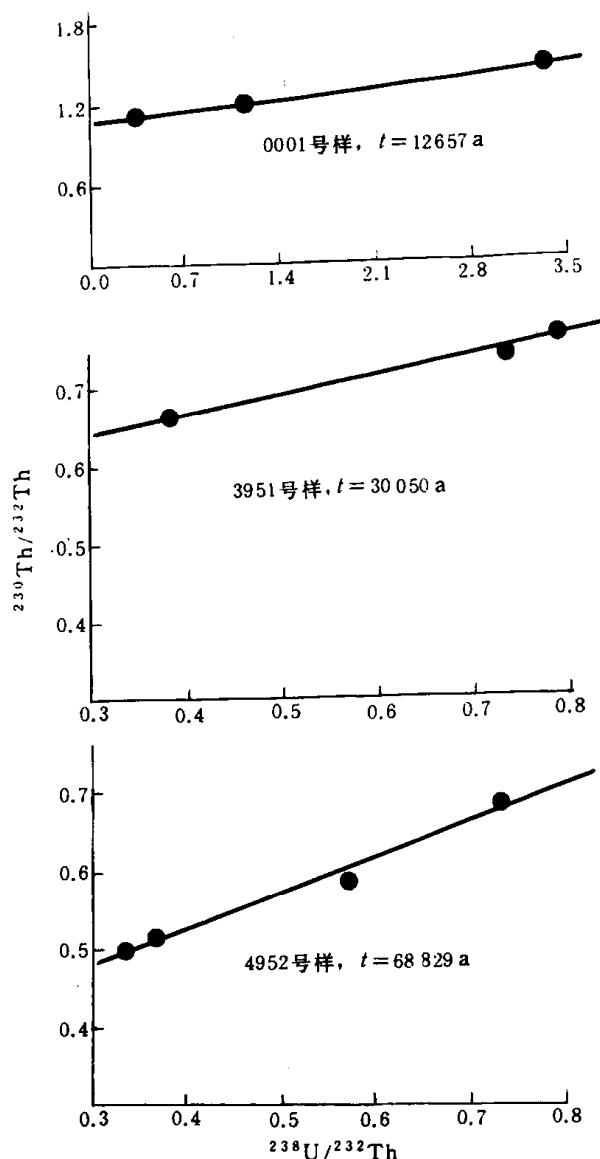


图 3 Z145 孔浮岩的等时线图

(表中样号前三位数为柱深). 表层样品是按矿物分相法进行分析测量的. 图 3 给出了 Z145 孔岩芯样品的等时线图. 采用最小二乘法拟合直线, 根据斜率求得各样品的年龄值列于表 3 中最后一栏. 由图 3 及表 3 可以看出, 样品给出了较好的等时线及可靠的测年结果, 说明稀酸可溶分相法是可行的. 分析结果表明在最近一万年左右, 冲绳海槽仍有火山活动. 众所周知, 冲绳海槽具有异常高的热流值, 即使目前正在扩张的“新生海洋”(红海及亚丁湾等)的热流值也不能与之相比. 所以, 单单从地幔热流和地壳放射性热产量来解释冲绳海槽异常高的热流值是不够的. 频繁的火山活动以及在地壳范围内存在着岩浆房热源可能是导致冲绳海槽热流异常的主要原因.

年龄测量结果表明在距今大约 7 万年、3 万年以及 1 万年左右分别有大的火山喷发(喷发旋回), 说明从晚更新世到现在冲绳海槽一直有连续不断的火山活动.

溶解 R 相和 W 相.

(2) 用  $\text{NH}_4\text{OH}$  中和样品溶液至  $\text{pH}=7-8$ , 产生  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  沉淀, 载带铀和钍.

(3) 用浓  $\text{HCl}$  溶解  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  沉淀, 并调至成 8N 的  $\text{HCl}$  溶液. 通  $\text{AG}-1 \times 8$  阴离子交换树脂, 铀和铁吸附在柱上, 钍通过此柱, 达到铀、钍分离.

(4) 用 0.1N 的  $\text{HCl}$  洗下铀, 蒸干. 用 3.6% 的  $\text{HAc}$  提取铀并以少量  $\text{NH}_4\text{AC}$  调到  $\text{pH}=4.5-5$ , 通过另一支  $\text{AG}-1 \times 8$  离子交换柱, 铀吸附在柱上, Fe 和其他杂质通过此柱.

(5) 用  $\text{NH}_4\text{OH}$  调节含钍溶液至  $\text{pH}=7-8$ , 产生  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  和  $\text{Al}(\text{OH})_3$  沉淀载带钍, 分离后用  $\text{HCl}$  溶解沉淀并调至 4N 的  $\text{HCl}$  溶液.

(6) 含钍溶液通过  $\text{AG}50\text{W} \times 12$  阳离子交换树脂, 钍吸附在柱上, 用 0.5mol/L 的草酸洗脱钍.

(7) 将经过纯化的铀、钍分别在  $\text{pH}=3$  和  $\text{pH}=1$  的硝酸介质中被萃取进入 0.5mol/L 的 TTA-苯溶液, 然后用滴管滴在不锈钢片上并蒸干, 灼烧后得放射源.

(8) 放射源的测量是由国产 FH451-1024 道脉冲幅度分析器, 连接全硅面垒探测器、前置放大、主放大等组成的  $\alpha$ -谱仪完成的. 从  $\alpha$ -谱中取相同道数计算各个同位素的总计数, 经本底校正后计算  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$  和  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  的放射性比值.

### 3.2 浮岩年龄的测量结果

表 3 列出了冲绳海槽浮岩样品的分析结果

表3 浮岩样品的铀钍同位素分析测量结果

站位	样号	分析相	$^{238}\text{U}$	$^{234}\text{U}$	$^{232}\text{Th}$	$^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	等时线方程及 火山岩年龄
			(dpm/g)	(dpm/g)	(dpm/g)				
Z145	0001	矿物(H)	0.40	0.40	0.35	1.13	1.22	1.01	$y=1.0823+0.1101x$ $t=12657 \text{ a}$
		矿物(L)	0.95	0.96	0.63	3.37	1.45	1.01	
		玻璃(g)	0.91	0.97	0.43	0.34	1.11	1.06	
Z5-10	3951	W	1.15	1.19	1.56	0.74	0.74	1.03	$y=0.5707+0.2419x$ $t=30050 \text{ a}$
		L	0.88	1.02	2.28	0.39	0.66	1.16	
		R	1.18	1.13	1.48	0.79	0.77	0.96	
	4952	W1	0.99	0.10	1.36	0.73	0.69	1.02	
C2-4	1881	W2	0.51	0.64	1.37	0.37	0.52	1.25	$y=0.3385+0.4697x$ $t=68829 \text{ a}$
		L	0.20	0.20	0.60	0.34	0.50	0.97	
		R	0.36	0.36	0.62	0.57	0.59	1.00	
C2-4	3681	W	1.05	1.13	1.23	0.85	1.09	1.08	$y=0.5374+0.5075x$ $t=76846 \text{ a}$
		L	0.73	0.94	0.32	2.27	1.70	1.29	
		R	1.26	1.23	1.33	0.94	0.89	0.98	
		W	0.66	0.65	0.78	0.84	0.82	0.99	$y=0.6669+0.2964x$ $t=38148 \text{ a}$
		L	0.66	0.72	0.23	2.81	1.47	1.10	
		R	0.69	0.69	0.54	1.29	1.17	0.10	

## 4 结 论

(1) 浮岩的 Rb, Sr 和 O 的同位素资料表明海槽区的岩浆物质来源于地幔, 但在喷出海底之前经历了较充分的结晶分异作用, 同时受到了地壳物质的混染。

(2) 根据迄今所研究样品的年代测量结果: 冲绳海槽最早的火山喷发发生在约 7 万年以前, 而最近一次喷发是在距今 1 万年左右。在这期间共有三个大的火山喷发旋回, 它们分别对应于晚更新世中期、晚更新世晚期和全新世早期。

(3) 无论是矿物分相法还是稀酸可溶分相法都说明 U 系不平衡测年法用于测定青海底火山岩的年龄是可行的。

## 参 考 文 献

- [1] 木崎加子郎, 大城逸郎, 海洋科学(日), 1977, 9(8): 38—45.
- [2] 路应贤, 海洋学报, 1981, 3(4): 589—600.
- [3] 孙嘉诗、莫珉, 海洋地质研究, 1982, 2(3): 24—34.
- [4] 秦蕴珊、翟世奎, 地球化学, 1988, (2): 183—189.
- [5] 翟世奎, 海洋与湖沼, 1986, 17(6): 504—512.
- [6] Faure, G., *Principles of Isotope Geology*, John Wiley & Sons Inc., 1977.
- [7] 邢凤鸣, 岩石学报, 1987, (2): 75—78.
- [8] Taylor, H. P., *Contr. Mineral and Petrol.*, 1968, 19: 1—71.
- [9] Anderson A. T., Clayton, R. N., Mayeda T. K., *Journal of Geology*, 1971, 79: 715—729.
- [10] Cerrai, E. et al., *Rend Soc. Mineral Ital.*, 1965, 21: 47—22.
- [11] 梁卓成、周秀云, 地球化学, 1985, (3): 227—235.