

万洋山·诸广山加里东期花岗岩的 物质来源

—— II. 同位素多维空间的拓扑分析*

李献华 朱炳泉 桂训唐

(中国科学院地球化学研究所广州分部, 广州 510640)

摘要

Sr-Nd-O-Pb^3 六维同位素空间的拓扑分析结果表明, 万洋山·诸广山加里东期花岗岩的源岩主要由三端元物质组成, 混合模式判别证明花岗岩是由三端元组分不同比例混合的产物。多元同位素体系和元素地球化学综合示踪研究表明, 这三端元地壳成分为陆源沉积物、地槽沉积物和蚀变的基性火山岩。

关键词 花岗岩、同位素体系、物质来源、拓扑分析、三元混合

同位素体系示踪理论经历了从单一同位素比值示踪、二元同位素体系示踪到三维、多维同位素空间示踪等几个重要发展阶段。低维空间的示踪体系一般反映的是研究对象的某个侧面, 使我们常常难以观察到其全面的和本质的特征。70年代建立在 Sr-Nd 负相关关系基础上的二元地幔结构模式就是一个典型的例证。80年代以来, 通过 Pb-Sr-Nd-(He) 多维同位素空间的示踪研究, 发现全球大洋地幔至少存在三元结构^[1-3]; 中国东部新生代大陆玄武岩的多元同位素体系示踪也表明, 中国东部大陆地幔有北富集、南亏损的总体变化趋势, 并存在3个主要端元组分^[4]。万洋山·诸广山加里东期花岗岩的 Sr-Nd 同位素体系示踪结果表明, 花岗岩应来自两端元组分的源区; 而 Pb-Pb 和 Sr-O 体系则反映出源区可能存在第三个端元组分^[5]。那么, 本区加里东期花岗岩的源区物质究竟是由几个端元组分构成的呢? 本文将通过 Sr-Nd-O-Pb^3 六维同位素空间的拓扑分析和混合模式判别给出明确的答案, 同时对花岗岩源岩的各个端元组分的性质及其同位素组成特征进行综合制约。

一、同位素多维空间拓扑分析原理概述

由于常规的二维平面示踪图实际上反映的是研究对象的一个侧面, 其局限性是显而易见的, 例如在三维空间中的四端元混合体系, 数据呈四面体分布, 在二维平面上的投影很可能呈

1991-06-24 收稿, 1991-11-02 收修改稿

* 国家自然科学基金资助项目

三角形;而一个三元混合体系,由于所取得的样品没有真正接近端元点,在二维平面上作图可能呈现出四边形或五边形,因此,在二维平面上进行端元个数的判别就显得比较复杂。解决这个问题需要应用拓扑学来研究图象的拓扑性质,Allegre 等^[3]首先提出了多维同位素空间拓扑分析方法,把一组数据置于一个多维空间中,通过对数据的几何结构、分布特征和相对位置的分析判别,找出它们的内在联系和相互制约关系。

设 $S_1, S_2 \dots S_m$ 为一组(m)样品,如果不考虑岩浆过程中的同位素分馏,那么这些样品的同位素组成就基本上代表了源区的组成特征。如果对每一个样品进行 n 组不同的同位素组成测定(R_n),那么,这 m 个样品的 n 组同位素数据就可以构筑一个 $n \times m$ 维的数据矩阵[D]

$$[D] = (x_{ij}), \quad (1)$$

式中 $i=1-m, j=1-n, x_{ij}$ 为第 i 个样品的第 j 个同位素组成测定值。

如果数据点分布是均匀的,那么其几何中心与惯量中心一致,根据经典的惯量概念,可以得到[D] 的惯量矩阵[Δ_D],

$$[\Delta_D] = \frac{1}{m-1} [\delta D] \cdot [\delta D]^T, \quad (2)$$

式中 $\delta x_{ij} = x_{ij} - \bar{x}_i$, $[\delta D]^T$ 为偏差矩阵 $[\delta D]$ 的转置矩阵, $\bar{x}_i = \frac{1}{m} \sum x_{ij}$, 为惯量中心。

惯量矩阵 $[\Delta_D]$ 是对一空间 n 维惯量的简明概括,它的元素为惯量椭球方程的系数,这个惯量椭球和以点 S_j 所构成的数据点集有完全一致的惯量特征,即惯量椭球是数据点集分布形状的一级近似,椭球的主轴和半轴分别代表了数据分布的延伸方向与特征维数。

在一般情况下,惯量矩阵的特征值有一个大小顺序,即 $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \dots \geq \lambda_n$. 如果 $\lambda_1 \gg \lambda_2 \dots$,这就意味着数据分布在 λ_1 的特征向量 V_1 方向延长;若 $\lambda_2 \gg \lambda_3$,则数据点构成一扁平结构,绝大多数点 S_j 将分布在 $(V_1 \cdot V_2)$ 平面上。而数据点集的形状可以用“厚度指数” L 和“宽度指数” f 来表示, $L = \sqrt{\lambda_2/\lambda_1}, f = \sqrt{\lambda_3/\lambda_1}$. $(V_1 \cdot V_2)$ 是数据点集的最佳特征面,在这个二维平面上的投影将反映出数据分布在 n 维空间里的绝大多数特征,通过最佳特征面上数据的结构分析,可以获得 n 元同位素体系之间的内在联系和相互制约关系的最佳解释。

二、花岗岩的 Sr-Nd-O-Pb³ 六维空间拓扑分析

1. 数据矩阵的构筑

上述惯量分析的基本思想是,在 n 维同位素空间中的欧氏距离是有意义的,即所有的变量在不同的同位素坐标上是等值的,在解释上有相同的权重。然而,各种同位素比值的测量精度和反映次级扰动的灵敏度不同,并且由于不同的放射性衰变常数和不同的母/子体元素化学分异能力,同位素比值变化范围的绝对值也大不相同。例如,如果我们同等对待花岗岩的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (绝对差异小于 0.001) 和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (绝对差异大于 1) 比值的绝对值,那么, Nd 同位素提供的信息只能忽略不计了。因此,必须对同位素空间的坐标轴刻度进行比例协调化。我们对本区花岗岩的 Pb, Sr 和 Nd 同位素比值采用与原始地幔(Bulk earth)值的相对偏差进行比例协调。考虑到不同比值的分析精度和变化范围,分别取千分偏差(Δ)和万分偏差(ε),具体计算方法如下:

$$\Delta \text{Pb}^n = [({}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_i / ({}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{\text{UR}}^t - 1] \times 10^3, \quad (3)$$

$$\varepsilon \text{Sr} = [({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_i / ({}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr})_{\text{UR}}^t - 1] \times 10^4, \quad (4)$$

$$\varepsilon\text{Nd} = [(\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144})_i / (\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144})_{\text{CHUR}}^t - 1] \times 10^4 \quad (5)$$

其中 $n=206, 207$ 和 208 , i 表示初始值, t 为花岗岩的形成年龄(取平均值 430Ma ^[6]).

参数选择如下: 现代未分异地幔源(UR)的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7045$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}=0.0839$; 现代球粒陨石型均一地幔源(CHUR)的 $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}=0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1967$; 单阶段演化地幔源(M)的 $\mu(^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})=7.8$, $\text{Th}/\text{U}=4.04$. 地球初始 Pb 同位素组成为 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=9.307$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=10.294$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=29.476$ ^[7].

根据上述计算方法, 对万洋山·诸广山加里东期花岗岩的 Sr, Nd 和 Pb 同位素数据^[5]进行比例协调化, 我们可以构筑起花岗岩的 Sr-Nd-O-Pb³ 六维同位素空间的数据矩阵[D](表 1).

表 1 万洋山·诸广山加里东期花岗岩 Sr-Nd-O-Pb³ 六维同位素空间数据矩阵

样品号	εSr	εNd	$\delta^{18}\text{O}$	ΔPb^{206}	ΔPb^{207}	ΔPb^{208}
82-YG-130	209	-7.78	10.30	93.61	31.31	52.08
84-YG-74	163	-7.34	10.74	71.54	24.60	33.93
84-YG-80	184	-8.32	10.04	88.18	27.30	44.38
82-YG-107	101	-5.26	10.95	79.89	29.07	42.83
84-YG-79	104	-6.03	10.84	78.81	28.22	37.68
CHP-6	105	-7.22	9.45	100.23	28.41	43.97
81-ZG-09-1	94	-5.92	8.90	100.77	27.36	39.56
81-ZG-10-1	218	-7.47	11.60	94.74	27.16	43.72

2. 拓扑分析

在 $\varepsilon\text{Sr}-\varepsilon\text{Nd}-\delta^{18}\text{O}-\Delta\text{Pb}^3$ 六维空间中, 数据矩阵[D] 的惯量矩阵的 6 个特征值为: $\lambda_1=2728.25$, $\lambda_2=126.06$, $\lambda_3=15.95$, $\lambda_4=0.68$, $\lambda_5=0.22$ 和 $\lambda_6=0.12$. “厚度指数” $L=0.22$, “宽度指数” $f=0.08$. 由于 λ_1 远远大于其它特征值(比 λ_2 高一个数量级), 因此数据点在六维空间中主要延着 V_1 方向分布, 在($V_1 \cdot V_2$) 平面上略有展布的扁形长条结构.

将数据点投影到 V_1 和 V_2 向量轴上, 得到六维空间中数据点分布的最佳特征面投影(图 1). 在 $V_1 \sim V_2$ 投影图上, 数据点呈三角形分布, 其中花岗闪长岩控制了两个端点, 花岗岩控制了第三个端点, 与花岗岩的 Sr-O 同位素体系相关图^[5] 比较可以看出, 它们具有明显的拓扑性质不变的特点. 这说明花岗岩的源区物质确实具有三端元组分的特征, 即花岗闪长岩的同位素组成代表了其中两个端元, 花岗岩则代表了第三个端元.

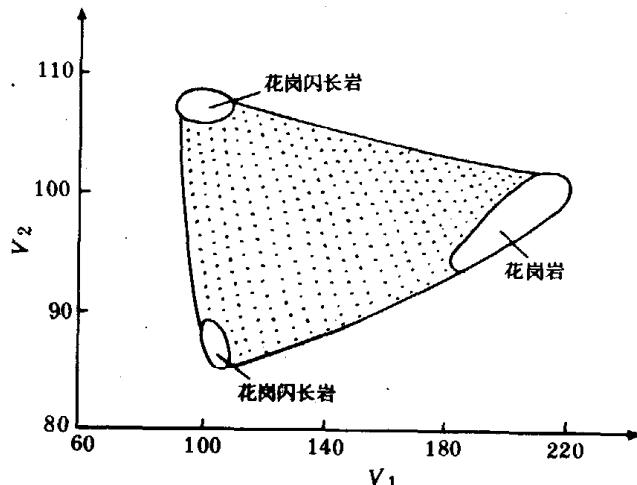


图 1 Sr-Nd-O-Pb³ 六维同位素空间中数据点分布最佳特征面的投影图

三、混合模式判别

同位素示踪体系与同位素多维空间拓扑分析结果表明, 万洋山·诸广山加里东期花岗岩的源区物质由三端元成分组成, 花岗岩是这三个端元组分不同比例混合的产物. 如果这个推

论成立,那么它们的同位素组成必定符合李献华^[8]建立的三元混合模式的判别通式:

$$K_1\gamma_1 + K_2\gamma_2 + K_3\gamma_3 + K_4\gamma_1\gamma_2 + K_5\gamma_1\gamma_3 + K_6\gamma_2\gamma_3 + K_7\gamma_1\gamma_2\gamma_3 + K_8 = 0, \quad (6)$$

式中 γ_1 , γ_2 和 γ_3 为 3 个独立的同位素比值, K_1 — K_8 为常数。

对本区加里东期花岗岩的 Sr-Nd-O 同位素组成进行混合模式判别, 得到一个相关系数 $R > 0.999$ 的三元混合曲面:

$$\begin{aligned} \epsilon\text{Sr} + 0.5598\epsilon\text{Nd} - 10.92\delta^{18}\text{O} - 0.0885\epsilon\text{Sr} \cdot \epsilon\text{Nd} - 0.0138\epsilon\text{Sr} \cdot \delta^{18}\text{O} - 1.077\epsilon\text{Nd} \cdot \delta^{18}\text{O} \\ + 0.1914\epsilon\text{Sr} \cdot \epsilon\text{Nd} \cdot \delta^{18}\text{O} - 5.555 = 0. \end{aligned} \quad (7)$$

判别结果表明花岗岩的同位素组成满足三元混合关系, 它们确实为三端元组分混合的产物。

四、花岗岩的物质来源

1. 元素地球化学特征

前人已对各种成因类型花岗岩的主量元素和微量元素特征作了详细的研究^[9—10], 虽然花岗岩的元素地球化学特征不能象同位素体系那样直接示踪源岩的物质组成, 但通过大量的统计分析, 作为一种参考示踪指标仍可以对花岗岩的物质来源和源岩性质进行大尺度近似评价。

本区加里东期花岗岩的岩石学特征已在另文作了详细描述^[12]。在 White 和 Chappell^[9]提出的(Al-K-Na)-Ca-(Fe²⁺+Mg)三角图中, 花岗岩和多数花岗闪长岩投影点位于斜长石-黑云母-白云母(夕线石、堇青石)组合内, 与 S型花岗岩相当(图 2)。

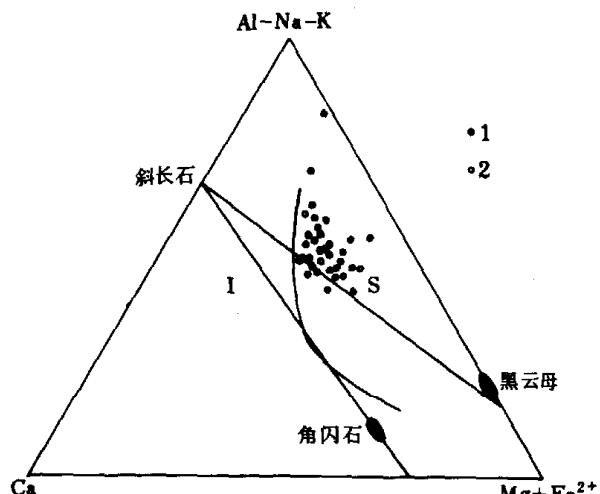


图 2 花岗岩的(Al-K-Na)-Ca-(Fe²⁺+Mg)三角图

1——花岗岩, 2——花岗闪长岩

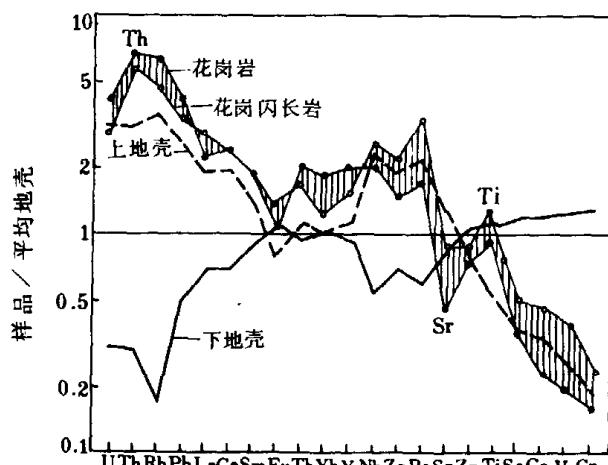


图 3 花岗岩的微量元素/平均地壳的标准化模型图

从总体上看, 本区加里东期花岗岩的稀土元素和大离子亲石元素比较富集, 过渡族元素相对亏损^[12]。从 21 个微量元素相对地壳平均组成^[13]的分布模型可以看出本区花岗岩的微量元素组成与上地壳平均成分相似, 而明显不同于下地壳(图 3)。花岗岩的 U, Rb, Pb 和 REE 略高于上地壳平均值, 而 Nb, Zr, Ba, Zn, Sc, Co, V 和 Cr 与上地壳平均值相近, 其中花岗岩略低, 而花岗闪长岩略高。这一微量元素组成特征表明本区花岗岩是由上地壳物质重熔产生的。与上地壳平均成分相比, 花岗岩表现出 Th 和 Ti 富集、Sr 亏损的特征, 反映出源区组成的区域性特征。Th 富集已被 Pb-Pb 同位素体系证实^[15]。由于在上地壳岩石组成中含有大量的富 Sr、负

Ti的灰岩和碳酸盐岩,使其平均成分中Sr相对富集而Ti相对亏损。花岗岩的贫Sr富Ti特征表明其源区组成应当相对亏损灰岩和碳酸盐岩,Sr-O同位素体系也证实这一结论^[5]。另外,源岩部分熔融后大量的斜长石保存在残留相中也可能是花岗岩Sr亏损的原因之一。

2. 花岗岩的物质来源及源岩组成

多元同位素示踪体系和主量元素、微量元素地球化学特征的综合研究表明,本区加里东期花岗岩主要是区内前震旦地壳物质重熔的产物,没有明显的地幔岩浆、麻粒岩相下地壳和区内震旦-寒武系地层物质的加入。岩浆物质的多来源是本区花岗岩的一个重要特点。多维同位素空间的拓扑结构分析和混合模式判别结果证明花岗岩的源岩由三端元物质组成,Sr-O和Pb-Pb同位素体系为区分这些端元成分提供了依据,即源岩主要由以下3种地壳成分组成:(1)以页岩、泥质片岩和长英质砂岩为主的陆源沉积物;(2)地槽沉积物;(3)蚀变的基性火山岩。

表2 万洋山·诸广山花岗岩源区物质在430Ma前的同位素组成

端元成分	陆源沉积物	地槽沉积物	蚀变的基性火山岩
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	~ 0.720	~ 0.711	~ 0.710
$\epsilon\text{Nd}(\text{T})$	-7.5—-8.5	-5.3	-5.9
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	~ 18.6	~ 19.0	~ 18.0
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	~ 15.78	~ 15.67	~ 15.58
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	~ 38.7	~ 38.4	~ 38.0
$\delta^{18}\text{O}$	11—12	~ 11.0	~ 8.9

由于缺乏系统的华南基底岩石的同位素资料,目前尚不能限定源区3种主要端元成分的确切同位素组成。然而,花岗岩同位素组成对源岩物质的继承性使我们有可能对这3种端元成分的同位素组成做一粗略的估计(表2)。

致谢 本研究的同位素多维空间拓扑分析计算程序由钟志华编制,作者表示衷心感谢。

参 考 文 献

- [1] Zindler A. et al., *Nature*, **298**(1982), 519—523.
- [2] Li Xianhua & Liu Beiling, *Geochemistry*, **5**(1986), 123—139.
- [3] Allegre C. J. et al., *Earth Planet. Sci. Lett.*, **81**(1987), 319—337.
- [4] 朱炳泉等,中国科学B辑,1989,10: 1092—1102.
- [5] 李献华、桂训唐,中国科学B辑,1991,5: 533—540.
- [6] 李献华,中国科学B辑,1990,7: 747—755.
- [7] Tatsumoto M. et al., *Science*, **180**(1973), 1279—1283.
- [8] 李献华,地球化学,1985,3: 250—254.
- [9] White A. J. R. & Chappell B. W., *Tectonophysics*, **43**(1977), 7—22.
- [10] 徐克勤等,花岗岩地质和成矿关系国际学术会议(论文集),徐克勤、涂光炽主编,江苏科学技术出版社,1984,1—20.
- [11] Pearce J. P. et al., *J. Petrol.*, **24**(1984), 956—983.
- [12] 李献华,地球化学,1992(待发表).
- [13] Taylor S. R. & McClenan S. M., *The Continental Crust: its Composition and Evolution*, Blackwell Scientific Publication, 1985.