

# 苏州 A 型花岗岩氢氧同位素地球化学研究

魏春生 郑永飞 赵子福

中国科学技术大学地球与空间科学系化学地球动力学研究实验室, 合肥 230026.

The Laboratory for Chemical Geodynamics, Department of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026.

Wei Chunsheng, Zheng Yongfei and Zhao Zifu. 1999. The hydrogen and oxygen isotope geochemistry of the Suzhou A-type granite. *Acta Petrologica Sinica*, 15(2): 224~236

**Abstract** Hydrogen and oxygen isotope studies are systematically carried out for the Suzhou A-type granites. The results show that the whole rock  $\delta^{18}\text{O}$  values are between +3.5‰ and +9.2‰, and their  $\delta\text{D}$  range from -81‰ to -59‰. The D-depleted samples with equilibrium oxygen isotope fractionations among rock-forming mineral pairs are related to batch magmatic degassing process. Some coupled D- $^{18}\text{O}$  depleted whole-rock samples imply that the post-magmatic subsolidus exchange with the external infiltrating meteoric water existed. Quartz  $\delta^{18}\text{O}$  data show a normal distribution pattern, and there exists disequilibrium fractionation between quartz and feldspar. Therefore, it is not possible that Suzhou A-type granite is bulkly derived from low-degree partial melting of the recycled  $^{18}\text{O}$ -depleted material. According to theoretical modelling on the measured hydrogen and oxygen data, it is estimated that the Suzhou A-type granitic magma initially has  $\delta\text{D}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  of  $-50 \pm 5\%$  and  $7.5 \pm 1.0\%$ , respectively. Thus, it is impossible to originate from chemically weathered rocks in the upper crust.

**Key words** Stable isotope, A-type granite, Suzhou

**摘要** 对苏州 A 型花岗岩氢氧同位素组成进行了系统深入的研究, 其全岩  $\delta^{18}\text{O}$  值为 +3.5‰~+9.2‰, 全岩  $\delta\text{D}$  值在 -81‰~-59‰ 之间变化。主要造岩矿物对保持氧同位素平衡分馏的样品, 其 D 亏损主要受单阶段岩浆去气机理的制约。部分全岩样品表现出不同程度 D- $^{18}\text{O}$  同步亏损, 这种亏损要受岩浆期后固相线下与外来渗透大气降水之间进行同位素交换机理的制约。石英  $\delta^{18}\text{O}$  值基本正常, 石英与碱性长石之间氧同位素不平衡分馏特征表明, 苏州 A 型花岗岩整体上起源于亏损  $^{18}\text{O}$  源区物质通过地球动力学再循环产生低  $\delta^{18}\text{O}$  岩浆的可能性不大。根据氢氧同位素实测值和理论模型计算结果, 推测苏州 A 型花岗岩岩浆  $\delta\text{D}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  初始值分别为  $-50 \pm 5\%$  和  $7.5 \pm 1.0\%$ , 这排除了岩浆起源于曾经历过化学风化循环的地壳上部岩石的可能性。

**关键词** 稳定同位素; A 型花岗岩; 苏州

**中图法分类号** P588.121; P597.2

## 1 引言

沿中国东部现代板块边缘 NE 向拉张性构造活动带有一系列规模不等的中生代 A 型花岗岩体(或复式岩基)产出, 自南向北比较有代表性的、研究程度较高的依次是福州复式岩基、苏州岩体、青岛复式岩基、山海关岩体以及碾子山岩体(王德滋等, 1995)。从本世纪初中国现代地质学的先驱者们涉足苏州岩体至今(孙贻, 1958), 中外学者对该岩体进行了近一个世纪多层次、多方面的系统研究, 获得了大批宝贵资料和许多重要研究成果。欧阳婵娥(1985)和张兴隆

等(1987)从地球化学和岩石学角度, Wang *et al* (1995)从矿物学方面分别对苏州 A 型花岗岩成因进行了讨论。汪建明等(1993)与 Charoy and Raimbault (1994)则着重探讨了岩浆结晶分异作用与矿产之间的成因联系。虽然张国新等(1987)、陈江峰等(1993)、傅斌等(1996)以及王汝成等(1998)先后对苏州 A 型花岗岩开展了稳定同位素地球化学和同位素地质年代学研究, 但相对于国际上对 A 型花岗岩同位素地球化学研究以及国内对中国东部其它 A 型花岗岩的研究而言, 无论是深度还是广度, 苏州 A 型花岗岩同位素地球化学研究都显得较为薄弱。据此, 本文在系统研究苏州 A

型花岗岩全岩和单矿物氢氧同位素组成基础上，试图回答如下问题，(1) D-<sup>18</sup>O 亏损或富集机理及其地球动力学意义；(2) 判别 A 型花岗岩浆的氢、氧同位素特征及其对源区物质来源的制约。

## 2 地质概况与样品分布

苏州 A 型花岗岩体位于江苏省苏州市以西约 10km 的

太湖之滨木渎镇。岩体大致呈椭圆形侵入中泥盆统五通组石英砂岩中，总面积大约 60km<sup>2</sup>。由于第四系覆盖较为严重，目前在地表可以见到的露头主要是岩体的西部，它从南爪山到灵岩山之间呈不规则状出露，东部只在横山有零星露头，岩体实际出露面积 11km<sup>2</sup> 左右 (图 1)。

苏州岩体规模相对较小，出露不完整，岩相分带不明显。根据野外穿插关系以及矿物共生组合研究，该岩体大体可划分出三个期次。早期岩石主要在岩体北部白鹤山到大

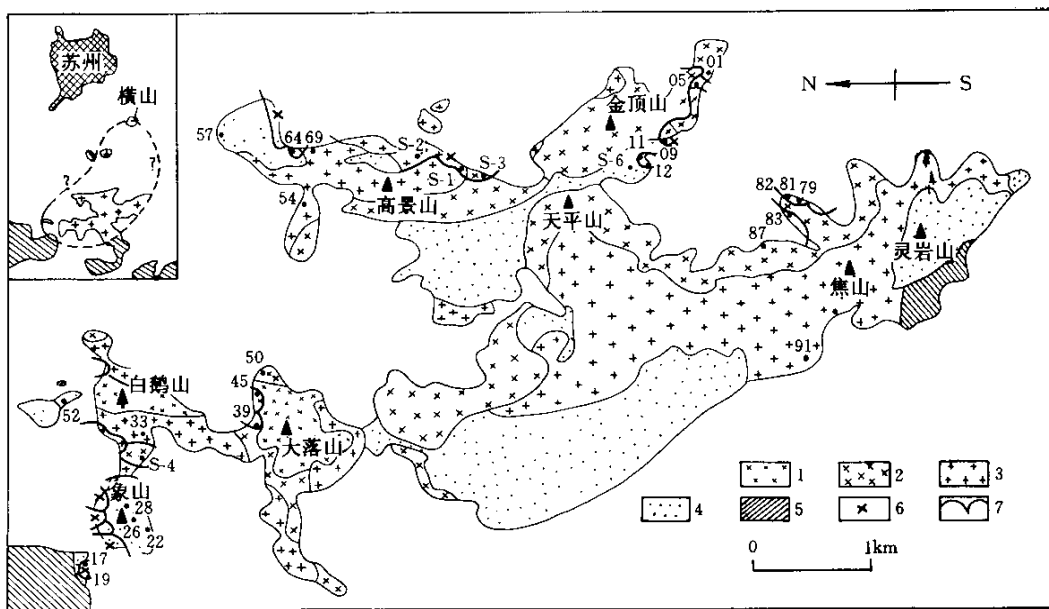


图 1 苏州 A 型花岗岩地质简图与样品空间分布示意图 (据 Charoy and Rimbault (1994) 修改)

1. 早期花岗岩；2. 和 3. 分别代表主期花岗岩岩边缘相和中间相空间分布范围；4. 晚期花岗岩；5. 中泥盆统围岩；6. 黑云母岩；7. 采石坑；图中黑点及编号为本文样品编号和空间分布位置

Fig. 1 Sketch map of geology of the Suzhou A-type granite and sample localities

落山一带，特征矿物组合为钠铁闪石 + 石英 + 碱性长石；主期岩石几乎遍布所有露头，典型矿物组合是铁云母 + 石英 + 碱性长石；晚期岩石主要局限在岩体边部和 (或) 顶部，其主要特征是黑云母相对聚集，在有些地点甚至成为“黑云母岩” (图 1)。陈江峰等 (1993) 利用高精度 <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar 定年技术确定，苏州岩体氩同位素封闭年龄为 123 ± 0.5Ma。这表明虽然苏州 A 型花岗岩表现出多期次活动的特点，但冷却结晶却较为迅速，这与该岩体侵位较高、晶洞较为发育的基本地质特征相吻合。苏州 A 型花岗岩中晶洞较为发育是其一个突出特点，直径从几毫米的微晶洞到几十厘米的巨型晶洞都可见到。晶洞充填物以石英和碱性长石为主，还可见到少量萤石、方解石以及金属硫化物。另外，直径在几毫米到几十厘

米之间的深源暗色包体也较为常见，并且还可见到晚期石英和萤石细脉在岩体中穿插的现象。

本次研究共选取苏州 A 型花岗岩体不同期次、不同空间分布、保存较为新鲜并且具有代表性的样品 29 件 (图 1 与表 1 中前级为 96SZ 的样品)，从全岩和单矿物两个层次对苏州 A 型花岗岩稳定同位素地球化学特征进行了详细剖析。

## 3 分析方法

全岩样品采用无污染玛瑙球磨技术直接碎至 < 200 目，单矿物则破碎到矿物自然粒度后，利用磁法、重液等选矿技术，并配合双目镜手选方法进行单矿物分离，通常纯度

表1 苏州A型花岗岩氢氧同位素组成  
Table 1 The hydrogen and oxygen isotope data of the Suzhou A-type granite

样号	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)					$\delta\text{D}$ (‰)		$\text{H}_2\text{O}^{(8)}$	$\text{DI}^{(9)}$ (%)
	全岩	石英	碱性长石	黑云母	磁铁矿	全岩	黑云母		
96SZ39	9.0								91.86
96SZ45	8.7	9.0	7.3	3.0	3.5	-68	-79	0.71	89.93
96SZ52	8.6	9.1	1.3		1.0				93.03
83-S-38 <sup>1)</sup>	4.6								80.43
84-104 <sup>2)</sup>	5.9	8.3							
84-107 <sup>2)</sup>	7.7								
87SZ-1 <sup>3)</sup>	6.8								
Su-9 <sup>4)</sup>	7.9								
96SZ01	6.2					-79		0.56	92.74
96SZ05	7.2	8.1	6.5		3.4				90.88
96SZ33	6.9	9.0	4.2	-5.0	-1.3	-70		0.29	94.06
96SZ50	7.2	7.5	4.5	-5.8	-1.9	-70		0.85	91.90
96SZ54	6.1	8.7	4.7	-3.4	-2.4	-67		0.78	91.15
96SZ69	7.4	8.6	5.1	-3.4	-1.3	-59	-77	0.32	94.23
96SZ79	8.3								95.41
96SZ81	8.4	8.9	6.3	6.5	4.5	-75	-86	0.71	96.25
96SZ82	9.1								95.40
96SZ83	7.4	9.1	5.4	1.1	-0.2	-74	-83	0.36	94.20
96SZ87	8.5								93.55
96SZ91	8.0	9.2	7.0 <sup>5)</sup>	4.8	1.1	-66	-85	0.74	93.81
96SZ94	8.1								93.69
96SZ100	6.6	9.2	3.1	1.2		-73	-73	0.28	94.17
83-S-3 <sup>1)</sup>	7.3								88.05
83-S-17 <sup>1)</sup>	8.2								90.88
83-S-60 <sup>1)</sup>	7.2								
87SZ-2 <sup>3)</sup>	7.7								
S-1 <sup>5)</sup>	4.5	6.8	4.1	1.8	-0.6				
S-2 <sup>5)</sup>	4.8	6.6	4.3	0.9	-1.0				
S-3 <sup>5)</sup>	4.8	7.5	3.5	2.2	-1.8				
S-4 <sup>5)</sup>	5.1	7.4	4.1	1.9	-0.8				
95-11-22 <sup>4)</sup>	3.5	7.1	0.2						
95-11-38 <sup>4)</sup>	7.6	8.5	6.5						
95-11-41 <sup>4)</sup>	7.7	8.0	7.1						
95-11-48 <sup>4)</sup>	7.4	7.8	6.3						
96SZ09	7.8								92.59
96SZ11	6.0					-74		0.682	94.36
96SZ12	6.9					-63		0.73	94.29
96SZ17	6.3	7.7	2.8	3.0	1.3				93.38
96SZ19	8.0								93.15
96SZ22	4.2	6.9	2.6	-0.3	-3.8				92.97
96SZ24	9.1								93.21
96SZ26	7.1								95.56
96SZ28	8.2	8.6	7.2	4.6	-0.4	-77	-83	0.32	
96SZ30	7.7								93.12
96SZ57	8.0	9.2	7.3 <sup>7)</sup>	6.8		-81	-60	0.16	94.67
96SZ64	8.5								93.73
S-6 <sup>5)</sup>	7.0	8.2	4.4	2.4	-1.8				93.84
83-S-49 <sup>1)</sup>	7.1								91.56
83-S-56 <sup>1)</sup>	7.0								
83-S-57 <sup>1)</sup>	4.9								91.99
87SZ-Na <sup>3)</sup>	9.2								
87SZ-Bi <sup>3)</sup>	8.2								
87SZ-3a <sup>3)</sup>	8.0								
87SZ-3b <sup>3)</sup>	8.8								

注: 1) 据欧阳焯焯(1985); 2) 据 Yu *et al* (1991); 3) 据汪建明等(1993); 4) 据王汝成等(1998); 5) 据傅斌等(1996)。其余前缀为96SZ的样品均为本文分析结果; 6) 和7) 分别代表钠长石与斜长石; 8) 为校正后全岩水含量; 9) 为分异指数, 它是依据 CIPW 计算出的下列标准矿物含量之和, 即  $\text{DI} = \text{Q} + \text{Or} + \text{Ab} + \text{Ne} + \text{Lc} + \text{Kp}$  (标准矿物百分含量)。

>98%。全岩和单矿物氧同位素分析采用常规 BrF<sub>3</sub>法提取样品中的氧，并用碳棒将其转化成 CO<sub>2</sub>进行质谱测定 (Clayton and Mayeda, 1963)。氢同位素分析则采用火焰熔融技术提取样品所含羟基水 (OH<sup>-</sup>)，并通过锌还原法得到 H<sub>2</sub>后进行质谱分析 (刘裕庆和樊天益, 1992)。分析结果均以相对于 SMOW 同位素比值的千分变化值 δ (permil, ‰) 表示。大部分样品的 δD 和 δ<sup>18</sup>O 值分别采用地矿部同位素开放实验室 MAT-251 和南京大学金属矿床成矿作用实验室 MAT-252 气体同位素质谱计测定，部分重复样品的氧同位素比值则在中国科技大学稳定同位素地球化学实验室新购置的 DELTA + 气体同位素质谱计上测定 (表1)。δD 和 δ<sup>18</sup>O 全流程分析

误差分别优于 ±2‰ 和 ±0.2‰。

### 4 结果与讨论

根据前人已发表和本文新获得的苏州 A 型花岗岩全岩氡氧同位素数据，作出频率分布直方图 (图2)。全岩 δD 值在 -81‰ ~ -59‰ 之间变化，高斯拟合结果为 -70 ± 5‰ (n = 14)；δ<sup>18</sup>O 值变化范围是 +3.5‰ ~ +9.2‰，高斯拟合结果为 7.6 ± 1.0‰ (n = 61)。这表明相对于全岩稳定同位素平均组成而言，苏州 A 型花岗岩既存在亏损 D-<sup>18</sup>O 的样品，也有 D-<sup>18</sup>O 相对富集的样品。

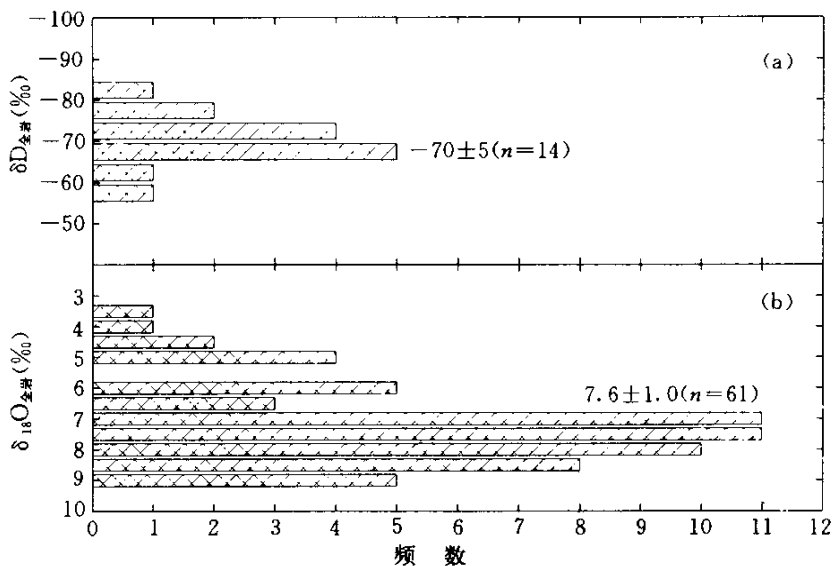


图2 苏州 A 型花岗岩全岩 δD 和 δ<sup>18</sup>O 数据频率分布直方图

图中所示数字为高斯拟合结果；氡氧同位素组距分别取 2‰ 和 0.5‰；括号内数字为统计的样品数；贯穿图面的垂直点线代表苏州 A 型花岗岩 δD 和 δ<sup>18</sup>O 平均组成 (分别取 -70‰ 和 7.6‰)；数据来源参见表1

Fig. 2 Histograms of whole-rock δD and δ<sup>18</sup>O data for the Suzhou A-type granite

#### 4.1 D-<sup>18</sup>O 亏损的原因

受能量平衡的制约以及被苏州 A 型花岗岩侵入的围岩是相对富集<sup>18</sup>O 的五通组石英砂岩，所以，稳定同位素组成正常的岩浆，被亏损围岩通过结晶同化混染作用 (AFC) 而使其同位素比值显著降低的可能性不大。考虑到 H<sub>2</sub>O 在硅酸盐熔体中的溶解度受溶解平衡的限制以及 A 型花岗岩岩浆相对贫水的基本特征，如果假定典型的 A 型花岗岩岩浆氧同位素初始组成 δ<sup>18</sup>O<sub>i</sub> = 7.5‰，苏州现代大气降水 δ<sup>18</sup>O 为 -6.2‰，A 型花岗岩浆中 H<sub>2</sub>O 的溶解度上限为 2.6%。简

单的质量平衡计算结果表明，大气降水直接注入只能造成初始岩浆 δ<sup>18</sup>O < 0.5‰ 的亏损。即使不考虑上述限制，处于静水压力条件下的大气降水如何突破处于静岩压力状态的岩浆温压障，也是目前大气降水直接注入假说无法合理解决的主要难题之一。因此本文将着重探讨岩浆去气、岩浆期后面相线下与大气降水交换以及再循环亏损源区物质对苏州 A 型花岗岩 D-<sup>18</sup>O 亏损的相对贡献。

##### 4.1.1 D 亏损的岩浆去气效应

根据全岩样品水含量与  $\delta D$  实测结果以及岩浆去气理论计算表明,除少数样品外(96SZ69),苏州大部分样品不同程度的 D 亏损可以用岩浆去气模型拟合。尽管实际观测样品点的分布介于单阶段批式去气和连续瑞利去气之间(图3中两条实线),然而,如果考虑到 A 型花岗岩岩浆水含量和氢同位素初始组成可能存在的变化(图3中大十字所示范围),那

么苏州绝大多数样品表现为高温单阶段批式岩浆去气演化特征(图3中由一条实线和两条虚线所限定的带状变化范围),并且岩浆去气程度(1-F)大约在50%~90%之间。这可能是结晶质深成岩与直接喷出地表的火山岩通常表现为连续岩浆去气特征最为显著的差别之一。

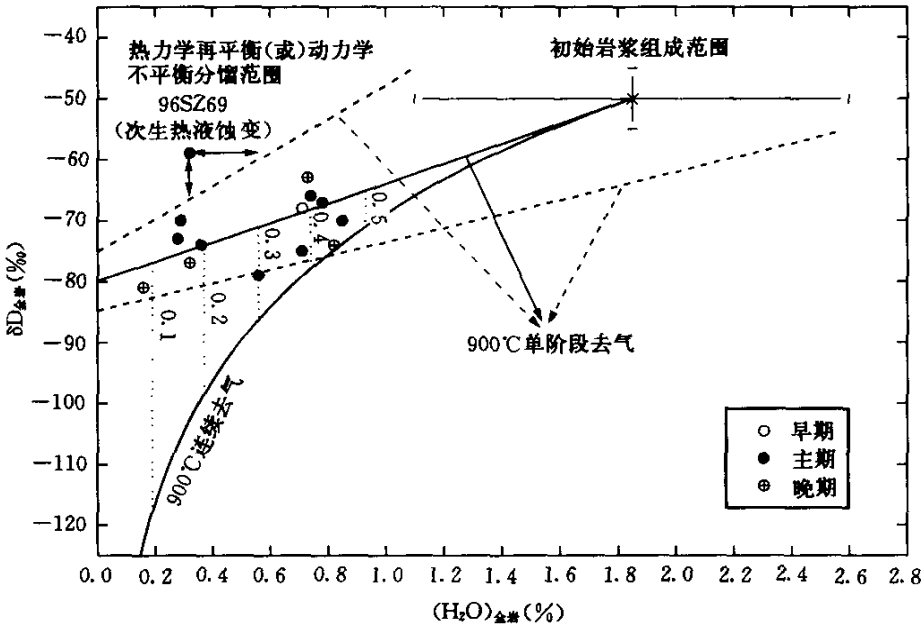


图3 苏州 A 型花岗岩全岩 H<sub>2</sub>O- $\delta D$  相关图

其中图的右上方大十字线是本文理论假定的 A 型花岗岩岩浆水和氢同位素初始组成及其变化范围 ( $H_2O_i = 1.1\% \sim 2.6\%$ ,  $\delta D_i = -45\% \sim -55\%$ ); \* 点和两条实线分别为 A 型花岗岩岩浆的平均  $H_2O$  和  $\delta D_i$  初始组成 (1.85%, -50‰) 所对应的 900°C 条件下单阶段与连续岩浆去气所导致的岩浆 D 亏损变化趋势; 熔体与水之间氢同位素分馏值取为 -32‰; 标有数字的虚线代表残留在熔体中水的比例 (F); 两条虚线所确定的带状变化范围则代表由于 A 型花岗岩岩浆水和氢同位素初始组成变化所对应的单阶段岩浆去气所产生的 D 亏损变化趋势

Fig. 3 The whole-rock H<sub>2</sub>O- $\delta D$  diagram for the Suzhou A-type granite

然而仔细考察图3样品数据点的分布后发现,尚有个别样品明显偏离岩浆去气平衡分馏演化线,其中96SZ69样品落在氢同位素不平衡或再平衡分馏范围,这可能是由于(1)岩体本身伴随岩浆去气快速淬火冷却,在这一阶段含水硅酸盐矿物成核-生长速率明显快于氢同位素交换速率而导致的动力学继承性不平衡分馏;(2)岩体深部晚期冷却结晶释放出的岩浆热液与岩体上部已固结岩石之间发生氢同位素交换再平衡;(3)岩浆期后固相线下与外来渗透大气降水进行的高温同位素交换,以及(4)黑云母原位脱氢(in situ dehydrogenation, Feeley and Sharp, 1996)而使该样品相对富集 D 的结果。由于该样品明显具有次生热液蚀变特征,并且全岩和碱性长石不同程度地亏损  $^{16}O$ , 所以96SZ69所代表的氢同位

素不平衡分馏样品可能与岩浆期后外来渗透大气降水之间的同位素交换有关。

4.1.2 大气降水交换

(1) 理论模型的改进 Taylor (1974) 根据质量守恒原理给出了封闭体系水-岩相互作用过程氢氧同位素平衡热力学交换的理论方程。然而,该理论模型实际上只是一个简化的近似结果。这对模拟水-岩交换过程  $\delta^{18}O$  变化是可行的。但是,由于岩石(实际上是含水硅酸盐矿物)与  $H_2O$  之间氢同位素分馏值较大(通常  $>20\%$ ),按该近似方程模拟水-岩交换过程  $\delta D$  变化规律往往会造成较大的误差。因此,本文从质量平衡方程和稳定同位素分馏的基本定义出发,推导出

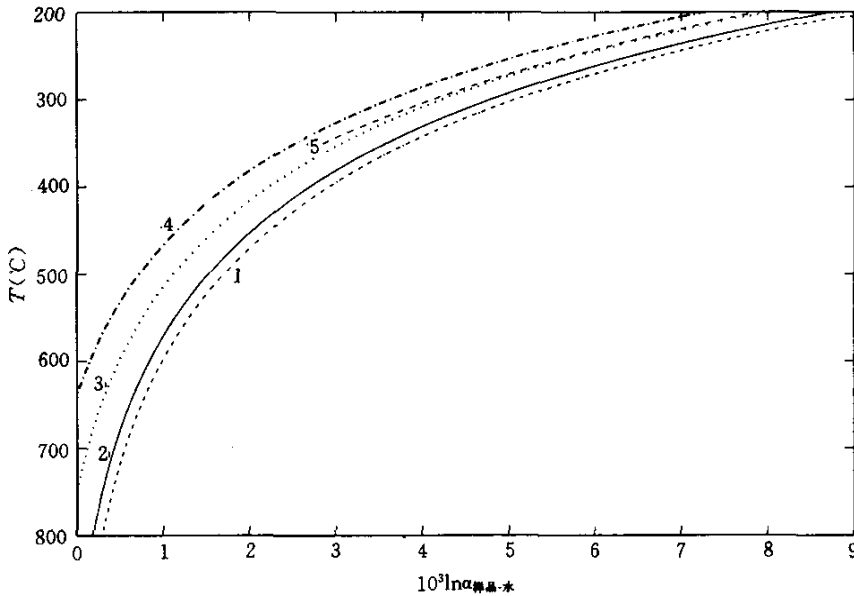


图4 A 型花岗岩与水之间氧同位素分馏值随温度变化趋势图

其中曲线1( $10^3 \ln \alpha = 4.36 \times 10^6/T^2 - 5.80 \times 10^3/T + 1.91$ )和曲线2( $10^3 \ln \alpha = 4.32 \times 10^6/T^2 - 5.91 \times 10^3/T + 1.94$ )为本文计算的 A 型花岗岩-水的结果;曲线5是 Cole *et al* (1992) 通过实验所确定的花岗岩闪长岩-水之间的氧同位素分馏曲线;为便于对比,图中还标绘了钾长石和斜长石(An30)与水之间的氧同位素分馏曲线(分别为3和4)

Fig. 4 The oxygen isotope fractionation curves between A-type granite and water

未简化的理论公式来模拟水-岩交换过程氢氧同位素的变化规律:

$$\begin{aligned} \therefore W \cdot n_w \cdot \delta_w^i + R \cdot n_r \cdot \delta_r^i &= W \cdot n_w \cdot \delta_w^f + \\ R \cdot n_r \cdot \delta_r^f \end{aligned} \quad (1)$$

$$\text{并且 } \alpha_w^k = \frac{1000 + \delta_r^k}{1000 + \delta_w^k} \quad (2)$$

$$\therefore \delta_r^f = \frac{\delta_r^i + (\delta_w^i + 1000 - 1000/\alpha_w^k) \cdot (W/R) \cdot (n_w/n_r)}{(1 + (1/\alpha_w^k) \cdot (W/R) \cdot (n_w/n_r))} \quad (3)$$

式中  $\delta_r^f$  代表水-岩交换后岩石的氢氧同位素组成,  $\delta_w^i$  和  $\delta_r^i$  分别表示交换前流体与岩石氢氧同位素的初始组成,  $\alpha_w^k$  则代表岩石与流体之间氢氧同位素分馏因子,  $n_w/n_r$  表示流体与岩石之间可交换氢和氧的摩尔含量比(由于水和地球常见岩石中氧的含量基本为一常数,分别为90%和45%左右,因此进行氧同位素理论模拟计算时  $n_w^O/n_r^O$  通常取为2),  $W/R$  则是有效累积水/岩质量比。

(2) A 型花岗岩与  $H_2O$  之间稳定同位素分馏方程的建立 由于长石(包括碱性长石与斜长石)是长英质火成岩中主要的造岩矿物之一,并且在水-岩相互作用过程中长石 $^{18}O$  交换速率较快,因此能较为灵敏地反映后期地质扰动结果。

前人在模拟水-岩交换过程中花岗岩同位素变化规律时,氧同位素分馏方程通常用长石-水近似。自七十年代以来,一直采用斜长石(An30)-水之间的氧同位素分馏方程来近似钙碱性花岗岩与水之间的氧同位素分馏关系。尽管 Cole *et al* (1992) 通过实验确定了花岗岩闪长岩与水之间的氧同位素分馏方程(图4中的曲线5),然而由于其所适用的温度区间范围非常有限(200℃~350℃),仍无法满足模拟高温固相线下氧同位素交换研究的需要。

鉴于这种状况,本文在根据增量法理论计算出的矿物与水之间氧同位素分馏方程基础上(Zheng, 1991; 1993a; 1993b; 1995; 1996),通过质量加权方法计算出了 A 型花岗岩与水之间的氧同位素分馏方程。

依据本文计算结果以及与前人研究结果的对比可以看出,尽管 A 型花岗岩-水(图4中曲线1, 2)与花岗岩闪长岩-水和长石-水(图4中曲线3, 4和5)之间氧同位素分馏趋势大体相近,并具有较好的平行性。然而, A 型花岗岩和斜长石(An30)之间氧同位素分馏值存在系统的偏差也是显而易见的(图4中曲线1, 2和4),这与 A 型花岗岩碱性长石相对富集的基本特征相一致。由于岩石是由多种矿物组成的一个复杂体系,所以在模拟水-岩相互作用过程氧同位素交换时,

综合考虑各种矿物组分与流体之间的同位素交换可能更为合理, 模拟计算结果也会更加真实可靠。

与氧同位素有所不同, 由于岩石中的氢主要分布在含羟基的矿物中, 所以在进行水-岩相互作用模拟计算时, 岩石与水之间的氢同位素分馏基本等同于含水硅酸盐矿物与水之间的氢同位素分馏。由于苏州 A 型花岗岩中主要含水硅酸盐矿物以黑云母为主, 因此本文在模拟苏州 A 型花岗岩水-岩相互作用过程同位素交换规律时, 氢同位素分馏方程可用黑云母-水近似。

Suzuoki and Epstein (1976) 实验研究发现, 含水硅酸盐矿物与水之间的氢同位素分馏不仅是温度的函数, 而且还受含水硅酸盐矿物晶体结构和化学组成的制约 ( $10^3 \ln \alpha_{\text{岩-水}} = -22.4 \times 10^6/T^2 + 28.2 + (2X_{\text{Al}} - 4X_{\text{Mg}} - 68X_{\text{Fe}})$ )。根据 Charoy and Raimbault (1994) 发表的 8 件黑云母化学分析结果的平均组成 ( $X_{\text{Al}} = 0.23, X_{\text{Mg}} = 0.05$  以及  $X_{\text{Fe}} = 0.73$ ) 确定苏州 A 型花岗岩中黑云母与水之间氢同位素分馏方程为  $10^3 \ln \alpha = -22.4 \times 10^6/T^2 - 21.2$ 。

另外, 根据表 1 所列 29 件经过校正的苏州 A 型花岗岩全岩水含量平均组成 (0.45%) 确定, 在模拟水-岩相互作用过程氢同位素交换规律时, 水与岩石中可交换氢的摩尔含量比 ( $n_w^H/n_r^H$ ) 大约是 220。

(3) 水-岩交换模拟结果 依据前文全岩氧同位素数据统计结果以及模拟岩浆去气时所作的假定 (图 2b 和图 3), 本文取未受后期地质扰动的 A 型花岗岩氢氧同位素初始组成分别为  $\delta D_k = -50 \pm 5\%$  和  $\delta^{18}O_k = 7.6 \pm 1.0\%$ 。大气降水用苏州现代地表水同位素组成近似, 即  $\delta D_w = -43\%$  和  $\delta^{18}O_w = -6.2\%$  (于津生等, 1987)。对苏州 A 型花岗岩进行的氢氧同位素水-岩交换模拟计算结果表明, 除经受岩浆去气作用的影响外, 苏州部分 D-<sup>18</sup>O 同步亏损的样品可能还不同程度地遭受过岩浆期后高温 (~600°C) 固相线下大气降水交换作用的扰动 (图 5a 实线所示交换轨迹)。

事实上, 岩浆期后高温固相线下大气降水对苏州 A 型花岗岩氢氧同位素组成的扰动不仅表现在全岩同位素组成上, 而且在单矿物层次上亦有所体现。由于 A 型花岗岩中暗

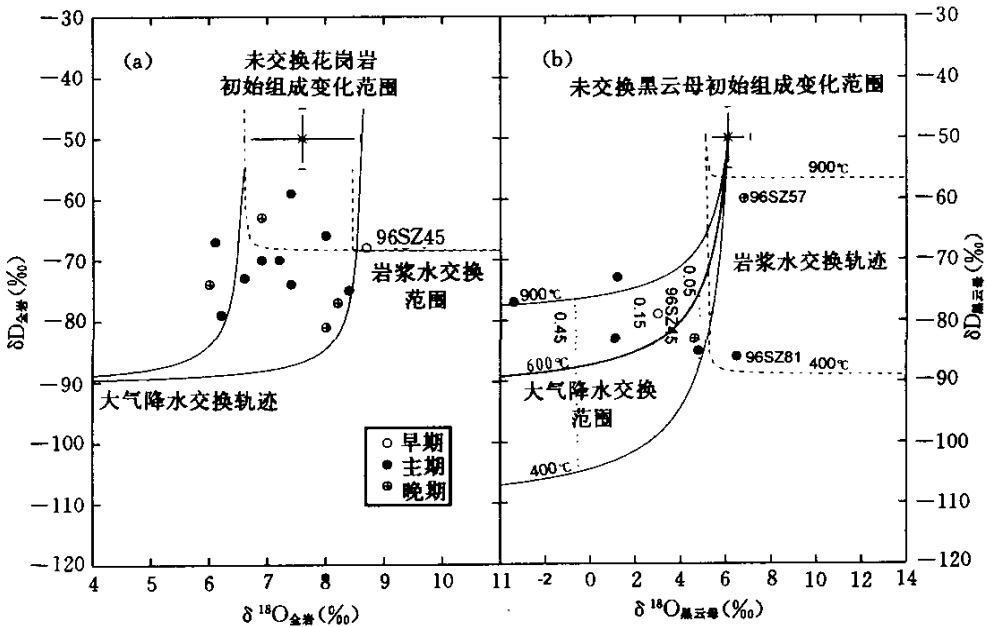


图 5 苏州 A 型花岗岩 (a) 和黑云母 (b)  $\delta^{18}O$ - $\delta D$  分布图

其中 (a) 图上部的大黑十字为苏州 A 型花岗岩氢氧同位素初始组成可能的变化范围 ( $\delta D_k = -50 \pm 5\%$ ,  $\delta^{18}O_k = 7.6 \pm 1.0\%$ ), 两条实线和虚线分别代表 600°C 条件下, 与大气降水和岩浆水进行过水-岩相互作用的 A 型花岗岩氢氧同位素平衡热力学交换轨迹; (b) 图为苏州 A 型花岗岩中黑云母  $\delta^{18}O$ - $\delta D$  分布图, 其中黑十字所示范围表示水-岩交换前黑云母氢氧同位素初始组成的变化范围 ( $\delta D_k = -50 \pm 5\%$ ,  $\delta^{18}O_k = 6.1 \pm 1.0\%$ ), 标有温度的实线和虚线分别表示与大气降水和岩浆水进行水-岩相互作用后, 黑云母平衡热力学同位素交换的计算结果, 标有数字的细点线则表示水/岩比的大小

Fig. 5 The  $\delta^{18}O$ - $\delta D$  diagrams of the whole-rock (a) and biotite (b) for the Suzhou A-type granite

色铁镁质矿物结晶相对较晚，并且含水硅酸盐矿物和流体之间进行同位素交换的速率相对较大，所以和全岩样品相比，苏州 A 型花岗岩中黑云母与大气降水之间进行同位素交换的温度区间变化较大（900°C~400°C与600°C）。除个别样品外，W/R 相对较低（<0.45，图5b 实线所示变化趋势），这与被苏州 A 型花岗岩侵入的围岩是渗透性较差石英砂岩的宏观地质事实相吻合。

尽管模拟计算结果无法完全排除苏州 A 型花岗岩曾经发生过岩浆热液自交代作用的可能性（图5虚线所示交换轨迹），然而，如果考虑到 A 型花岗岩全岩和其中黑云母氢氧同位素初始组成可能存在的变化范围，那么图5中所示 96SZ45、96SZ57 和 96SZ81 三个“异常”样品的分布，完全可用与大气降水之间的同位素交换进行拟合。其次，由于岩浆水相对富集<sup>18</sup>O，如果上述三个“异常”样品与岩浆水发生过同位素交换的话，石英和长石之间氧同位素分馏值应该小于理论预测值。然而，这三个样品实际观测到的  $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{长石}}$  在 1.7‰~2.6‰ 之间变化，明显高于在 900°C~600°C 温度范围理论预测值（0.8‰~1.3‰），这一基本特征也要求苏州 A 型花岗岩与亏损<sup>18</sup>O 的大气降水，而不是富集<sup>18</sup>O 的岩浆热液进行同位素交换。

虽然受后期热液流体扰动的苏州 A 型花岗岩中的大多数样品与大气降水之间表现出平衡交换特征（图5），但是由于岩浆期后固相线下同位素交换主要受矿物表面反应机理控制、不同矿物与水之间氧同位素交换速率存在显著差异，以及水-岩交换体系持续时间较为有限等原因（Cole and Ohmoto, 1986; Criss *et al.*, 1987; Gregory *et al.*, 1988）。所以，其氧同位素组成在主要造岩矿物对氧同位素相关图解中常常表现为不平衡分馏特征。

从图6可以清楚地看到苏州 A 型花岗岩遭受后期地质作用扰动的迹象。事实上，曾遭受过后期热液流体扰动矿物对氧同位素平衡与否，一方面取决于交换速率的快慢，另一方面则取决于矿物对之间氧同位素平衡分馏值的大小。因为磁铁矿和石英与水进行氧同位素交换的速率相对较小（Zheng and Fu, 1998），并且二者之间  $\Delta^{18}\text{O}$  值较大，所以在后期遭受相同流体扰动的情况下，大多数样品的石英和磁铁矿之间氧同位素还基本保持了平衡分馏特征（图6a），这为氧同位素测温计算提供了可靠的保证。与之相反，由于石英和长石与水之间的氧同位素交换速率存在显著差异，并且二者之间氧同位素分馏值相对较小，因此可利用石英-长石矿物对氧同位素组成，较为灵敏地监测后期热液流体的扰动程度。相对石英-磁铁矿而言，石英-长石矿物对既存在氧同位素平衡分馏的样品，也有不平衡分馏的样品出现（图6c）。石英-黑云母氧同位素分布特征则介于石英-磁铁矿和石英-长石之间（图6b）。

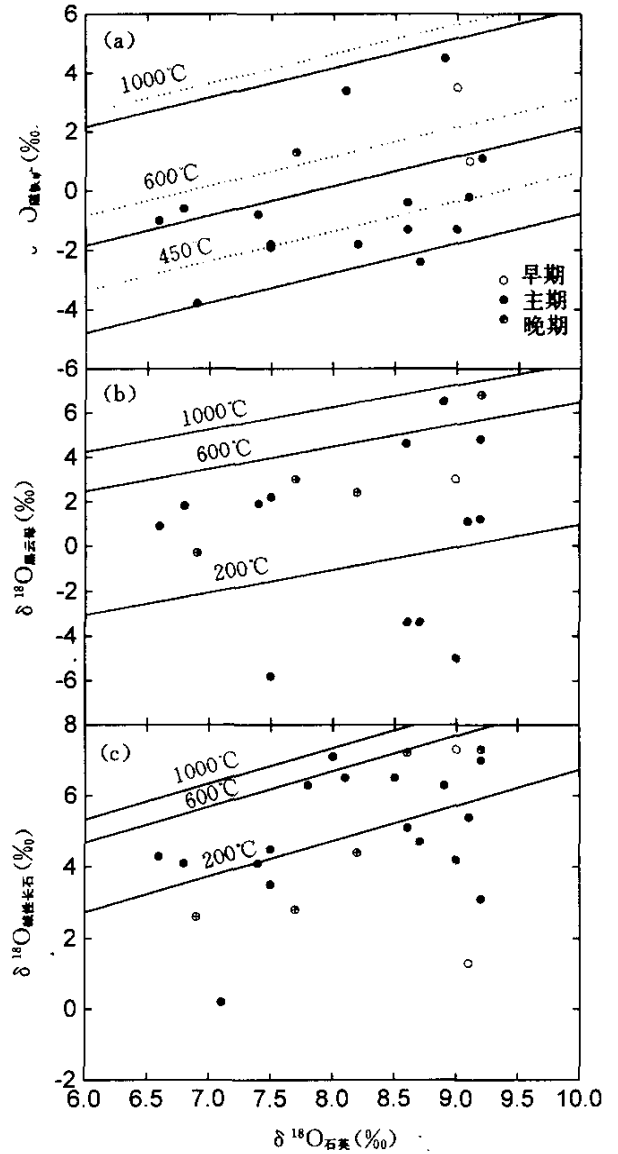


图6 苏州 A 型花岗岩主要造岩矿物对氧同位素相关图  
 标有温度的直线为矿物对之间氧同位素等温平衡分馏线。a 图  
 为石英-磁铁矿氧同位素相关图解，其中点线和实线分别据  
 Zheng (1995) 给出的石英与反尖晶石和尖晶石结构磁铁矿之  
 间氧同位素平衡分馏计算结果；b 和 c 图中实线代表不同温度  
 条件下石英与黑云母和碱性长石之间氧同位素平衡分馏关系（据  
 Zheng, 1993a, b）

Fig. 6 The  $\delta^{18}\text{O}$  diagrams of rock-forming mineral  
 pairs from the Suzhou A-type granite



4.1.3 亏损源区物质再循环

由于石英是长英质岩石中最常见、最主要的造岩矿物之一,其矿物学性质稳定并且氧同位素交换速率相对较小等原因,石英氧同位素组成就成为判别火成岩是否起源于亏损再循环源区物质所形成低 δ<sup>18</sup>O 岩浆的有效标志。Javoy and Weis (1987), Cartwright and Valley (1991) 的研究表明,全岩和石英 δ<sup>18</sup>O 值偏低,石英和其它主要造岩矿物之间保持氧同位素平衡分馏关系,是火成岩起源于亏损<sup>18</sup>O 再循环源区物质的先决条件。

尽管苏州 A 型花岗岩体部分全岩样品存在不同程度的 D-<sup>18</sup>O 亏损(图2),但其石英 δ<sup>18</sup>O 值的分布却基本保持正常(6.6‰~9.2‰,平均值为 8.4 ± 1.0‰),并呈单峰分布特征(图7)。另外,大多数样品在石英和其它主要造岩矿物氧同位素相关图解中表现为不平衡关系(特别是石英和长石矿物对,图6c)。这些特征都表明,苏州 A 型花岗岩不同程度的 D-<sup>18</sup>O 亏损主要受后期地质扰动的影响(岩浆去气与大气降水亚固态交换),而并非反映亏损源区特征。所以,苏州 A 型花岗岩整体上起源于亏损源区物质在地球动力学物质再循环过程中,通过部分熔融产生低 δ<sup>18</sup>O 岩浆的可能性不大。

对少数石英 δ<sup>18</sup>O 值相对偏低、并与其它矿物保持氧同

位素平衡分馏的样品而言,虽然目前不能完全排除它们起源于低 δ<sup>18</sup>O 岩浆的可能性,但是在特定的条件下,通过与岩浆期后外来渗透大气降水之间进行的高温亚固态氧同位素交换,也可产生同样的结果。简单计算表明,在 600℃ 高温亚固态条件下,在大约 10Ma 时间尺度上,通过扩散达到氧同位素交换平衡是完全可能的。同时,这也从另外一个侧面说明,苏州 A 型花岗岩体岩浆期后高温固相地下水-岩交换体系持续时间的长短,在空间分布上也是极不均匀的。少数表现出平衡分馏特征的低 δ<sup>18</sup>O 石英样品,其水-岩交换时间至少 ≥ 10Ma,而大多数呈不平衡分馏关系的样品进行水-岩交换的时间可能 < 10Ma。因此,目前从氧同位素交换动力学角度来看,苏州 A 型花岗岩水-岩相互作用体系大体相当于 Taylor (1988) 划分的 I 和(或) II 类水-岩交换类型。

至于石英 δ<sup>18</sup>O 值相对较大的变化范围(6.6‰~9.2‰),这既可能与岩浆期后水-岩相互作用程度的差异有关,也可能是继承了源区物质同位素组成不均一性,不同来源岩浆之间的混合,岩浆结晶分异作用(FC)以及围岩结晶同化混染作用(AFC)的具体体现。

4.2 <sup>18</sup>O 富集的原因

因为岩浆连续(Rayleigh)结晶分异作用对残留熔体相氧同位素组成的影响比单阶段(batch)结晶分异作用的影响明显得多,因此采用连续结晶演化模型研究苏州 A 型花岗岩结晶分异过程中氧同位素的变化规律。计算结果表明,当 F = 0.01 (即 D1 = 99%) 时,通过岩浆结晶分异作用能够使苏州 A 型花岗岩的 δ<sup>18</sup>O 值在 8.9‰~11.2‰ 范围内变化(图8中两条虚线所限定的范围)。如果考虑到苏州 A 型花岗岩氧同位素初始组成的变化范围(7.5 ± 1.0‰),那么通过岩浆结晶分异作用产生的氧同位素变化范围可高达 7.9‰~12.2‰ (图8中两条点线所限定的范围)。

尽管理论模型计算表明,通过岩浆连续结晶分异作用可使火成岩氧同位素组成发生较大变化,然而 Sheppard and Harris (1985) 对 Ascension 岛花岗岩结晶分异作用的实际观测结果显示,在全岩 SiO<sub>2</sub> 含量变化高达 50%~75% 范围内,岩浆结晶分异作用对全岩氧同位素富集的贡献 ≤ 1.0‰。综合考虑到苏州 A 型花岗岩中 SiO<sub>2</sub> 的实际变化范围(69.95%~77.20%),以及岩浆氧同位素初始组成可能存在的变化,通过岩浆结晶分异作用实际产生的 δ<sup>18</sup>O 值应在 7.5‰~9.5‰ 之间变化(图8中两条实线所限定的范围)。由于苏州 A 型花岗岩全岩最高 δ<sup>18</sup>O 观测值 < 9.5‰,因此相对于氧同位素平均组成而言(7.6 ± 1.0‰),苏州 A 型花岗岩部分样品所表现出<sup>18</sup>O 不同程度的富集,主要受岩浆结晶分异作用(7.5‰~9.5‰)的制约。同时这也表明,苏州 A 型花岗岩高 δ<sup>18</sup>O 围岩对该岩体的结晶同化混染作用(AFC)非常有限。

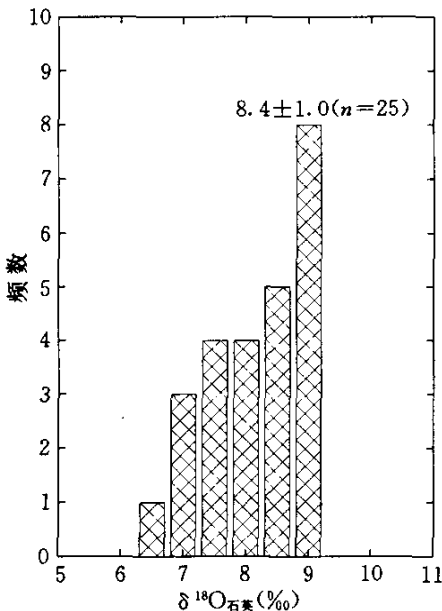


图7 苏州 A 型花岗岩中石英 δ<sup>18</sup>O 值频率分布直方图  
数据来源参见表1; 其它说明见图2

Fig. 7 The histogram of the quartz δ<sup>18</sup>O data for the Suzhou A-type granite

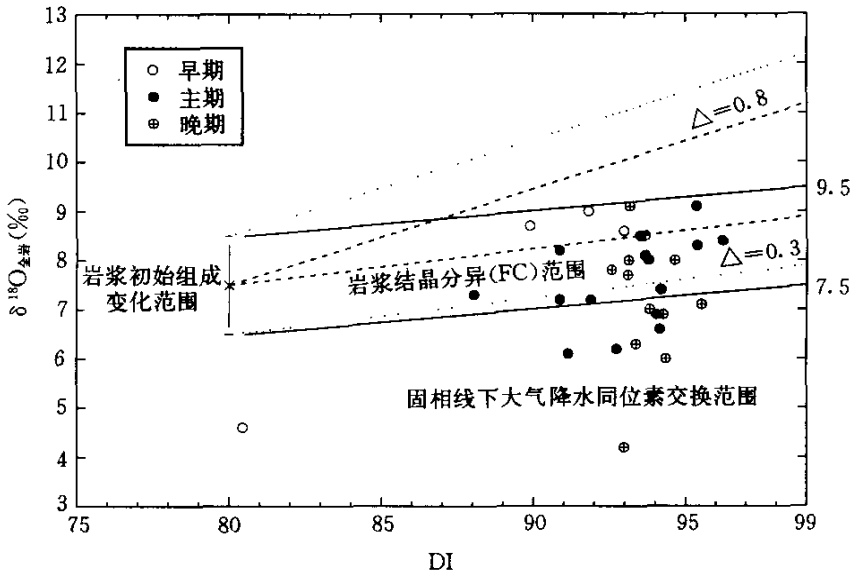


图8 苏州 A 型花岗岩结晶分异指数 (DI) 与全岩  $\delta^{18}\text{O}$  值相关变化图

数据来自表1, \*号以及垂直短线代表苏州 A 型花岗岩浆 DI 和  $\delta^{18}\text{O}$  初始值及其变化范围 (分别假定为 80 和  $7.5 \pm 1.0\text{‰}$ ); 虚线和点线分别代表当  $F=0.01$  时, 由于采用不同的岩浆氧同位素初始值和分馏值所导致的  $\delta^{18}\text{O}$  值在岩浆连续结晶分异过程中理论预测的变化趋势;  $\Delta$  值是硅酸盐熔体相与结晶矿物相之间氧同位素总体分馏值 (据 Taylor and Sheppard, 1986); 两条实线所限定的区域则表示在岩浆结晶分异过程中, 氧同位素值的实际变化范围 (据 Sheppard and Harris, 1985)

Fig. 8 The relationship between DI and whole-rock  $\delta^{18}\text{O}$  data for the Suzhou A-type granite

## 5 苏州 A 型花岗岩成因的稳定同位素制约

### 5.1 形成温度

因为曾经遭受过岩浆期后外来渗透大气降水不同程度的扰动, 苏州 A 型花岗岩中石英-磁铁矿之间氧同位素分馏值也存在一定的变化 (图 6a)。剔除明显不平衡的样品, 相对于石英-反尖晶石结构磁铁矿氧同位素温度而言 ( $380^\circ\text{C} \sim 840^\circ\text{C}$ ), 石英与尖晶石结构磁铁矿之间氧同位素温度计算值普遍偏高约  $60^\circ\text{C} \sim 80^\circ\text{C}$  ( $440^\circ\text{C} \sim 920^\circ\text{C}$ , 表 2)。考虑到: (1) A 型花岗岩浆形成温度通常较高; (2) 苏州岩体在地壳中侵位较高、冷却速率相对较快, 以及 (3) 与其它水饱和长英质硅酸盐体系明显不同, A 型花岗岩中石英与磁铁矿等不含水矿物结晶较早、所记录的封闭温度较高等基本地质事实, 通过石英与尖晶石结构磁铁矿计算出相对偏高的氧同位素温度可能更为合理。同时, 这也意味着苏州 A 型花岗岩中的磁铁矿在形成时可能具有尖晶石结构 (Zheng, 1995)。

从计算结果来看, 早期 ( $585^\circ\text{C} \sim 790^\circ\text{C}$ )、主期 ( $435^\circ\text{C} \sim 920^\circ\text{C}$ ) 和晚期 ( $485^\circ\text{C} \sim 705^\circ\text{C}$ ) 花岗岩的氧同位素温度之间并不存在本质的差别, 17 件样品高斯拟合结果为  $600^\circ\text{C} \pm$

$150^\circ\text{C}$  (图 9), 这也从另外一个侧面证实苏州 A 型花岗岩冷却速率相对较大, 从而使不同期次花岗岩具有较高并且相对一致的氧同位素封闭温度 (Giletti, 1986)。另外, 通过氧同位素温度计所确定温度的上限与张兴隆等 (1987) 利用二长石温度计计算结果 ( $680^\circ\text{C} \sim 740^\circ\text{C}$ ) 大体一致。

事实上, 苏州 A 型花岗岩较高的形成温度不仅表现在氧同位素和长石温度计所记录的温度上面, 而且在矿物晶体结构方面亦有所体现。据张兴隆等 (1987) 的研究结果, 苏州岩体中主要造岩矿物石英大多保留  $\beta$  相结构, 这是该岩体高温快速冷却结晶的又一有利证据。

欧阳焯熾 (1985) 对苏州 A 型花岗岩不同阶段、不同岩相熔融包体均一温度的详细测量结果表明, 该岩体均一温度变化范围较大 ( $600^\circ\text{C} \sim 950^\circ\text{C}$ ), 但大多数样品测量结果集中在  $850^\circ\text{C} \sim 900^\circ\text{C}$  范围内。汪建明等 (1993) 对苏州 A 型花岗岩不同岩相锆石所含熔融包体均一温度的测量结果为  $930^\circ\text{C} \sim 980^\circ\text{C}$ , 明显高于采用其它方法所确定的温度变化范围。

尽管通过上述各种方法所确定的温度变化范围并不完全等同于苏州 A 型花岗岩浆的形成温度, 并且不同的测温技术能够记录的温度范围也不尽相同, 然而本文研究结果表

表2 苏州A型花岗岩石英-磁铁矿氧同位素温度计算结果

Table 2 The calculated oxygen isotope temperatures between quartz and magnetite pairs of the Suzhou A-type granite

期次	样品号	$\Delta^{18}\text{O}$ (‰) <sup>1)</sup>	$T$ (°C) <sup>2)</sup>	$T$ (°C) <sup>3)</sup>	$\Delta T$ (°C) <sup>4)</sup>
早期	96SZ45	5.5	790	715	75
	96SZ52	8.1	585	515	70
主期	96SZ05	4.7	880	805	75
	96SZ33	10.3	470	410	60
	96SZ50	9.4	510	450	60
	96SZ54	11.1	435	380	55
	96SZ69	9.9	490	425	65
	96SZ81	4.4	920	840	80
	96SZ83	9.3	520	450	70
	96SZ91	8.1	585	520	65
	S-1	7.4	630	560	70
	S-2	7.6	615	550	65
晚期	S-3	9.3	520	450	70
	S-4	8.2	580	510	70
	96SZ17	6.4	705	630	75
	96SZ28	9.0	530	470	60
	S-6	10.0	485	420	65

注: 1) 数据来源参见前文表1; 2) 按石英-尖晶石结构磁铁矿分馏方程计算; 3) 按石英-反尖晶石结构磁铁矿分馏方程计算。氧同位素分馏方程采用 Zheng (1995) 理论校准结果; 4) 表示根据尖晶石和反尖晶石结构计算的氧同位素温度之间的差别。

明, 苏州A型花岗岩形成温度至少 $>600^\circ\text{C}$ 。结合目前A型花岗岩部分熔融实验岩石学方面的研究成果, 将苏州A型花岗岩浆的形成温度确定为 $900^\circ\text{C}$ 左右可能较为合理。

## 5.2 源区物质来源

根据苏州A型花岗岩全岩和黑云母 $\delta\text{D}$ 实测结果, 以及进行岩浆去气和水-岩相互作用理论模型计算时所做的种种假定(图3和5), 推测未明显受到后期地质扰动的苏州A型花岗岩浆氢同位素初始组成至少在 $-5.0\pm 5.0\%$ 范围内变化。

尽管 France-Lenord and Le Fort (1988), Harris (1995) 以及 Harris *et al.* (1997) 分别利用斑晶-基质方法, 通过天然样品的实测结果经验估计出石英与硅酸盐熔体之间氧同位素分馏值在 $1.0\%\sim 2.0\%$ 范围内变化, 并且在细粒花岗岩中石英与岩浆之间氧同位素分馏值为 $1.0\%$ , 而在粗粒花岗岩中二者的分馏值可高达 $2.0\%$ 。然而, 到目前为止, 尚未获得关于石英与硅酸盐熔体之间氧同位素分馏的任何系统可靠的实验数据。所以, 现阶段依据石英氧同位素组成间接推测与之进行平衡分馏的岩浆同位素初始组成仍处于经验估计或半定量水平, 进展一直不大。鉴于这种状况, 本文通过

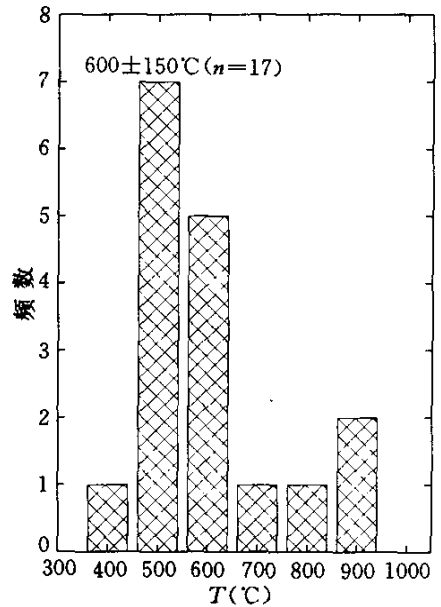


图9 苏州A型花岗岩石英-尖晶石结构磁铁矿氧同位素温度频率分布直方图

图中所示数字为高斯拟合结果, 组距取 $100^\circ\text{C}$ , 括号中数字为统计的样品数

Fig. 9 The histogram of quartz-magnetite oxygen isotope thermometry for the Suzhou A-type granite

矿物含量加权法, 从理论上确定了石英与A型花岗岩浆之间的氧同位素分馏关系(图10)。

将前人经验估计的石英与花岗岩之间氧同位素的平衡分馏值与本文计算结果进行对比后发现, 前人的经验估计值对应于相对较低的平衡分馏温度范围( $250^\circ\text{C}\sim 550^\circ\text{C}$ , 图10)。根据前文获得的氧同位素测温结果可知, 苏州A型花岗岩所保存的氧同位素平衡温度大约是 $600\pm 150^\circ\text{C}$ , 它所对应的石英与A型花岗岩之间的氧同位素分馏值为 $0.9\pm 0.3\%$ 。结合苏州岩体石英氧同位素实测值的统计分布结果 $8.4\pm 1.0\%$ , 推测苏州A型花岗岩浆 $\delta^{18}\text{O}$ 初始组成大约是 $7.5\pm 1.0\%$ 。这一结果与前文所得到的苏州岩体全岩氧同位素统计分布结果( $7.6\pm 1.0\%$ )基本一致, 表明该岩体遭受岩浆期后各种地质作用的扰动相对较为有限。

**致谢** 本文工作得到国家自然科学基金(49603043和49453003)和中国科学院基金的资助, 野外调研得到肖益林先生的帮助, 稳定同位素分析得到龚冰先生和赵彦冰小姐的大力支持。论文初稿承蒙中国科学技术大学陈江峰教授, 南京大学王德滋院士、沈渭洲教授, 中科院矿物资源探查中心

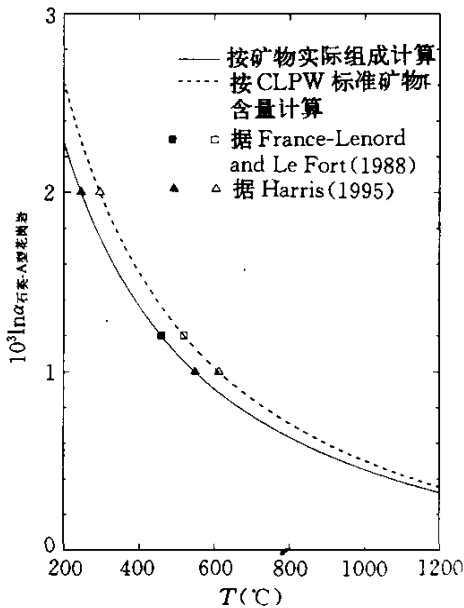


图10 石英-A型花岗岩浆之间氧同位素分馏随温度变化关系图

其中实线和虚线分别代表根据矿物实际百分含量( $10^3 \ln \alpha = 0.12 \times 10^6/T^2 + 1.03 \times 10^3/T - 0.43$ )以及 CLPW 标准矿物百分含量( $10^3 \ln \alpha = 0.15 \times 10^6/T^2 + 1.16 \times 10^3/T - 0.50$ )进行加权计算的结果;标注在曲线上的样品点是前人经验估计的结果;其它说明请参阅正文

Fig. 10 The oxygen isotope fractionation curves between quartz and A-type granitic magma

刘伟研究员审阅,并且《岩石学报》编辑部也给本文提出了许多有益的修改意见,在此一并表示衷心感谢。

## References

- Grol Cartwright I and Valley J W. 1991. Low- $^{18}\text{O}$  Scourie dike magmas from the Lewisian complex, northwestern Scotland. *Geology*, 19: 578~581
- Charoy B and Raimbault L. 1994. Zr-, Th-, and REE-rich biotite differentiates in the A-type granite pluton of Suzhou (Eastern China): the key role of fluorine. *J. Petrol.*, 35: 919~962
- Chen Jiangfeng, Foland K A and Liu Yimao. 1993. Precise  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  dating of the Suzhou composite granite. *Acta Petrol. Sin.*, 9: 77~85 (in Chinese with English abstr.)
- Clayton R N and Mayeda T K. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxide and silicates for isotopic analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27: 43~52
- Cole D R and Ohmoto H. 1986. Kinetics of isotopic exchange at elevated temperatures and pressures. In: *Stable Isotope in High Temperature Geological Processes* (ed. by Valley J W, Taylor H P, Jr. and O'Neil J R). *Rev. Mineral.*, 16: 41~90
- Cole D R, Ohmoto H and Jacobs G K. 1992. Isotopic exchange in mineral-fluid systems; III. Rates and mechanisms of oxygen isotope exchange in the system granite- $\text{H}_2\text{O} \pm \text{NaCl} \pm \text{KCl}$  at hydrothermal conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 445~466
- Criss R E, Gregory R T and Taylor H P. 1987. Kinetic theory of oxygen isotope exchange between minerals and water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51: 952~960
- Feeley T C and Sharp Z D. 1996. Chemical and hydrogen isotope evidence for in situ dehydrogenation of biotite in silicic magma chambers. *Geology*, 24: 1021~1024
- France-Lenord C and Le Fort P. 1988. Crustal melting and granite genesis during the Himalayan collision orogenesis. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, 79: 183~195
- Fu Bin, Wei Chunsheng and Zheng Yongfei. 1996. The Suzhou A-type granite of low  $\delta^{18}\text{O}$  magmatic origin. *Bull. Mineral. Petrol. Geochim.*, 15: 211~215 (in Chinese with English abstr.)
- Gilotti B J. 1986. Diffusion effects on oxygen isotope temperatures of slowly cooled igneous and metamorphic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 77: 218~228
- Gregory R T, Criss R E and Taylor H P. 1988. Oxygen isotope exchange kinetics of mineral pairs in closed and open systems: applications to problems of hydrothermal alteration of igneous rocks and Precambrian iron formation. *Chem. Geol.*, 75: 1~42
- Harris C. 1995. Oxygen isotope geochemistry of the Mesozoic anorogenic complexes of Damaraland, northwest Namibia; evidence for crustal contamination and its effect on silica saturation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 122: 308~321
- Harris C, Faure K, Diamond R E and Scheepers R. 1997. Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of S- and I-type granitoids: the Cape Granite suite, South Africa. *Chem. Geol.*, 143: 95~114
- Javoy M and Weis D. 1987. Oxygen isotopic composition of alkaline anorogenic granites as a clue to their origin: the problem of crustal oxygen. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 84: 415~422
- Liu Yuqing and Fan Tianyi. 1992. The multiple stable isotope vacuum preparation line and experimental procedure studies. In: *Progress of Analytic Methods of Stable Isotopes*. Beijing: Beijing Science & Technology Press, 44~66 (in Chinese)
- Ouyang Xinwei. 1985. A study of the geochemistry feature and origin and evolution systematics of Suzhou and Geyuan granite plutons. Unpublished M. Sc. thesis. Institute of Geochemistry, Guiyang (in Chinese)
- Sheppard S M F and Harris C. 1985. Hydrogen and oxygen isotope geochemistry of Ascension Island lavas and granites: variation with crystal fractionation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91: 74~81
- Sun Nai. 1958. The two episodic granites of Suzhou and their autometasomatism. *Acta Geol. Sin.*, 38: 279~291 (in Chinese)
- Suzuoki T and Epstein S. 1976. Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40: 1229~1240
- Taylor H P. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Econ. Geol.*, 69: 843~883

- Taylor H P and Sheppard S M F. 1986. Igneous rocks, I. Processes of isotopic fractionation and isotope systematics. In *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes* (ed. by Valley J W, Taylor H P, Jr and O'Neil J R). *Rev. Mineral.*, 16: 227~271
- Wang Dezi, Zhao Guangtao and Qiu Jiansheng. 1995. The tectonic constraint on the late Mesozoic A-type granitoids in eastern China. *Geol. J. China Universities*, 1: 13~21 (in Chinese with English abstr.)
- Wang Jianming, Yang Nianqiang, Li Kangqiang and Ding Guichun. 1993. The metallogensis and magmatic differentiation of Suzhou A-type granite. *Acta Petrol. Sin.*, 9: 33~43 (in Chinese with English abstr.)
- Wang Rucheng, Fontan F, Xu Shijin, Chen X M and Monchoux P. 1996. Hafnian zircon from the apical part of the Suzhou granite, China. *Can. Mineral.*, 34: 1001~1010
- Wang Rucheng, Shen Weizhou, Xu Shijin, Xu Keqin and Lai Mingyuan. 1998. Oxygen isotope study on the Suzhou granite. *Acta Mineral. Sin.*, 18: 303~308 (in Chinese with English abstr.)
- Yu Jinsheng, Yu Fuji and Liu Deping. 1987. The oxygen and hydrogen isotopic compositions of meteoric waters in the eastern part of China. *Geochimica*, (1): 22~26 (in Chinese with English abstr.)
- Yu Jinsheng, Gui Xuntang, Huang Lin, Li Xianhua and Hu Ruizhong. 1991. Sr-O isotope system of some granitoids in China. *Sci. in China*, 34 (B): 118~128
- Zhang Guoxing, Xie Yuening and Liu Yimao. 1987. A low  $\delta^{18}\text{O}$  Mesozoic granite pluton-Suzhou granite. In *Proceedings of the International Symposium on Petrogenesis and Mineralization of Granitoids*, Guangzhou, China, 313~314
- Zhang Xinlong, Wang Jiabing and Shen Bochun. 1987. A study on the nature of A-type granites in Suzhou. *Acta Petrol. Sin.*, (2): 1~15 (in Chinese with English abstr.)
- Zheng Y-F. 1991. Calculation of oxygen isotope fractionation in metal oxides. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55: 2299~2307
- Zheng Y-F. 1993a. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57: 1079~1091
- Zheng Y-F. 1993b. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 120: 247~

263

- Zheng Y-F. 1995. Oxygen isotope fractionation in magnetites: structural effect and oxygen inheritance. *Chem. Geol.*, 121: 309~316
- Zheng Y-F. 1996. Oxygen isotope fractionations involving apatites: Application to paleotemperature determination. *Chem. Geol.*, 127: 177~187
- Zheng Y-F and Fu B. 1998. Estimation of oxygen diffusivity from anion porosity in minerals. *Geochem. J.*, 32: 71~89

### 附中文参考文献

- 陈江峰, Foland K A 和刘义茂. 1993. 苏州复式花岗岩体的精确 $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  定年. *岩石学报*, 9: 77~85
- 傅斌, 魏春生和郑永飞. 1996. 低 $\delta^{18}\text{O}$  岩浆成因的苏州 A 型花岗岩. *矿物岩石地球化学通报*, 15: 211~215
- 刘裕庆和樊天益. 1992. 多元素稳定同位素综合分析装置及其实验方法研究. *稳定同位素分析方法研究进展*, 北京: 北京科学技术出版社, 44~66
- 欧阳焯熾. 1985. 苏州、葛源花岗岩的地球化学特征及其形成演化过程的探讨. *中国科学院地球化学研究所硕士学位论文*.
- 孙薰. 1958. 苏州的两期花岗岩及其自变质作用. *地质学报*, 38: 279~291
- 王德滋, 赵广涛和邱检生. 1995. 中国东部晚中生代 A 型花岗岩的构造制约. *高校地质学报*, 1: 13~21
- 汪建明, 杨年强, 李康强和丁桂春. 1993. 苏州 A 型花岗岩的岩浆分异与成矿作用. *岩石学报*, 9: 33~43
- 王汝成, 沈渭洲, 徐士进, 徐克勤和赖鸣远. 1998. 苏州花岗岩的氧同位素研究. *矿物学报*, 18: 303~308
- 于津生, 虞福基和刘德平. 1987. 中国东部大气降水氢、氧同位素组成. *地球化学*, (1): 22~26
- 张国新, 谢越宁和刘义茂. 1987. 一个低 $^{18}\text{O}$  的中生代花岗岩体-苏州花岗岩. *国际花岗岩成岩成矿作用学术讨论会论文摘要*: 313~314
- 张兴隆, 王家炳和沈波春. 1987. 苏州 A-型花岗岩性质的研究. *岩石学报*, (2): 1~15