地幔氧同位素不均一性: 女山单斜辉石巨晶的激光氟化分析

夏群科① L. Dallai② 曹 宏③ 陈道公① 吴元保① 程 昊①

(①中国科学技术大学地球和空间科学系, 合肥 230026; ②Centro per lo Studio del Quaternario e l'Evoluzione Ambientale- CNR, c/o Dipartimento Scienze della Terra, Universitàdi Roma "La Sapienza" P.le Aldo Moro 5, 00185 Rome, Italy; ③安徽省地质实验研究所, 合肥 230001. E-mail: qkxia@ustc.edu.cn)

摘要 对女山 14 个单斜辉石巨晶进行了主要元素、稀土元素和氧同位素组成的分析, 结果表明它们是同一幔源碱性玄武质源岩浆在高压下分离结晶的产物. 巨晶的氧同位素组成内部均一, 但不同样品间表现出明显的不均一性: $\delta^{18}O$ = 4.86‰~6.48‰. 巨晶氧同位素的变化继承自源岩浆, 源岩浆的不均一性来源于洋壳物质的源区混染.

关键词 氧同位素 不均一性 激光氟化 单斜辉石 女山

氧是地幔中的最主要元素, 也是交代流体的重要组成. 获取幔源物质的氧同位素资料是了解地幔的化学性质、演化方式和发生在地幔内的各种地质过程(尤其是地幔交代作用)的有效途径. 近 10 年来, 随着激光氟化技术的建立和发展, 氧同位素研究进入了一个崭新的阶段. 激光氟化法得到的数据正在不断更新我们对于地幔氧同位素组成和变化的认识[1~7].

新鲜的大洋中脊玄武岩(MORB)和洋岛玄武岩(OIB)的$\delta^{18}O$ 为 5.4‰~6.0‰[5,7,8], 这和月球岩石以及陨石的范围一致, 是被普遍接受的正常地幔熔体值. 地幔橄榄岩, 无论是尖晶石相、石榴石相还是金刚石相, $\delta^{18}O$ 都集中在 5.5‰左右[1].

迄今为止的研究已表明, 大部分地幔的氧同位素组成是均一的, 物相之间处于平衡状态[1~3,5,7,9~12]. 但的确也存在一些局部异常的地幔区域, 在这些区域中氧同位素组成偏离正常地幔值, 物相之间的氧同位素组成可能会处于不平衡状态, 构成了所谓的不均一性. 地幔的氧同位素不均一性体现在不同地区、不同构造环境之间, 即所谓的大尺度, 例如: (1)具有 EM2 特征的 OIB 表现出 ^{18}O 的相对富集, 它们的橄榄石斑晶具有高至 6.1‰的$\delta^{18}O$ [5]; (2) 具有低 $^{3}He/^{4}He$ 值的 OIB 则表现出 ^{18}O 的相对亏损, 它们的橄榄石斑晶具有低至 4.7‰的$\delta^{18}O$[5]. 不均一性也体现于同一地区不同样品之间, 甚至于同一样品不同颗粒之间或同一颗粒内部, 即所谓的小尺度, 例如: (1) 南非 Kaapvaal 克拉通超深包体中的辉石具有 1.3‰的$\delta^{18}O$ 变化范围[13]; (2) 南非 Kaapvaal 克拉通同一多源多相橄榄岩包体中不同石榴石之间的氧同位素变化可达 1.3‰[14]. 目前认为, 引起地幔氧同位素不均一性的原因主要是: (1) 俯冲再循环地壳物质的源区混染[5]; (2) 地幔交代流体与被交代岩石之间的不平衡反应[13, 14].

对氧来说, 地幔是个巨大而有效的缓冲剂, 同位素组成异常、变化范围大的区域可能是很少的, 因此, 虽然我们已经通过一些研究认识到了地幔氧同位素组成的不均一性[5~7,13,14], 但资料还很少, 对于不均一性的来源和形成过程了解得还很不够, 尤其是对小尺度不均一性. 系统研究来自同一地区的一组有成因联系的地幔样品, 无疑是揭示小尺度不均一性和了解其来源的最有效途径, 但目前此类的研究还很缺乏.

本文的研究对象是安徽女山新生代玄武岩中的 14 个单斜辉石巨晶, 主要元素、稀土元素和 Sr-Nd 同位素的分析确定它们是一组同源样品, 激光氟化分析结果揭示了明显的氧同位素组成的不均一性.

1 样品和分析方法

14 个单斜辉石巨晶采自安徽女山的新生代碱性玄武岩, 与岩石包体(橄榄岩和辉石岩等)和其他矿物巨晶(歪长石、石榴石、云母等)共生. 直径均大于 2 cm, 部分样品有反应边, 显微镜下见(110)解理, 未发现环带结构.

将这些样品制成厚度为 30 μm 的单面抛光薄片, 在日本东京工业大学地球及行星科学系进行主要元

素和稀土元素的分析. 主要元素: JEOL JXA8800 电子探针, 加速电压 15 kV, 束电流 12 nA, 天然矿物以及合成的氧化物作标准, ZAF 校正, 每个样品均分析了 5 个点以上, 其中 3 个样品进行了至少 15 个点的分析, 结果显示样品内部是均一的. 稀土元素: CAMECA 3f 离子探针, 分析条件同文献[15], 精度优于 10%, 每个样品均分析了 3 个点以上, 结果也显示样品内部是均一的. 表 1 列出了每个样品多点分析的平均值.

氧同位素分析在意大利罗马大学第四纪演化研究中心稳定同位素实验室进行, 分析的颗粒均选自除去反应边后的新鲜部分. 15 W CO_2 激光, 氟化气体为 F_2, 进入质谱的气体是纯化的 O_2, 同位素比值用 Delta$^+$ 气体质谱测量. 在该实验室每天的分析过程中, 均同步分析 4~7 个实验室内部的石英标样, 平均重现性好于 ± 0.12‰ (1σ). 在本文样品的分析过程中, 同步分析了 23 个 NBS 28 标样, 结果为 $\delta^{18}O$ = (9.60 ± 0.16)‰ (1σ). 每个巨晶样品均分析了 3 个点以上, $\delta^{18}O$ 的变化在标样的误差范围之内, 表明这些样品的氧同位素组成也是均一的. 表 1 列出了每个样品多点分析的平均值.

2 结果

虽然同一样品内部的主要元素和稀土元素含量都是均一的, 但不同样品之间存在一定的变化. 例如: Mg#[100Mg/(Mg + Fe)]: 66.18~82.47; Al_2O_3: 7.99%~10.86%; TiO_2: 0.52%~1.95%; SiO_2: 48.57%~51.37%; La: 1.30~4.70 μg/g, 稀土总量: 22.30~53.41 μg/g; 女山单斜辉石巨晶的化学成分落在世界其他地区碱性玄武岩中单斜辉石巨晶的成分变化范围之内[16~22]. 碱性玄武岩中单斜辉石巨晶的最大特点是富铝, 因此通常被称为富铝单斜辉石, 铝含量高暗示它们的形成压力大.

主要元素之间以及主要元素与稀土元素之间存在良好的相关性. 例如, Mg#与 SiO_2 正相关, 与 Al_2O_3, TiO_2, Na_2O, La 和稀土总量反相关(图 1). 这些相关性也与世界其他地区碱性玄武岩中单斜辉石巨晶的情况类似[17,18,21].

14 个单斜辉石巨晶 $\delta^{18}O$ 的范围为 4.86‰~6.48‰, 其中 6 个样品低于 5.5‰, 8 个样品高于 5.5‰, 氧同位素比值与主要元素和稀土元素含量之间不存在相关性. 迄今为止发表了近 120 个激光氟化分析的幔源单斜辉石的 $\delta^{18}O$ 数据, 绝大部分落在 5.3‰~5.8‰之间[1~3,9~12]. 很显然, 女山 14 个样品超过了这个范围, 既有高值也有低值, 表现出明显的不均一性.

从现有的天然样品分析结果、实验数据和理论计算结果来看, 在地幔高温下(近于 1000℃)单斜辉石与典型的地幔基性熔体之间的氧同位素分馏很小, $\Delta_{熔体-单斜辉石} \leqslant 0.2‰$[1,23~26]. 因此, 与女山单斜辉石巨晶平衡的熔体的 $\delta^{18}O$ 大致为 5.0‰~6.7‰. 很明显, 超过了正常地幔熔体的变化范围 5.4‰~6.0‰[5,7,8].

3 讨论

3.1 巨晶的成因

14 个单斜辉石巨晶的主要元素之间存在很好的相关性(图 1); 主要元素与稀土元素之间存在反相关(图 1 示意了 Mg#与 La 和稀土总量的相关性), 这些特征表明 14 个样品是同成因的, 即: 与不同巨晶样品平衡的岩浆(本文称之为巨晶的母岩浆)是同一初始岩浆(本文称之为源岩浆)不同程度演化而来的.

女山单斜辉石巨晶的 Sr-Nd 同位素组成($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.703093 ~ 0.703460; $^{43}Nd/^{144}Nd$ = 0.512954 ~ 0.513010)[27]十分接近, 落在典型的亏损地幔区域, 靠近 PREMA 端元[28], 这不仅表明它们的确是同成因的, 来自同一源岩浆, 而且说明源岩浆是幔源的. 巨晶的高铝含量(Al_2O_3: 7.99%~10.86%)也暗示它们形成于深部高压区域.

实验岩石学表明, 碱性玄武岩浆在高压(>1 GPa)下晶出的单斜辉石与自然界中富铝单斜辉石巨晶的化学成分相似[29~31]. 另外, 由富铝单斜辉石巨晶推断其母岩浆的稀土元素组成总是与当地的碱性玄武岩相仿[17,19,21,22]. 所以目前虽然对单斜辉石巨晶是否与其寄主玄武岩同源存在争议, 但都普遍认为富铝单斜辉石巨晶是碱性玄武岩浆高压下的结晶产物[16~22]. 女山单斜辉石巨晶的稀土元素配分形式与世界其他地区富铝单斜辉石巨晶的相似[17,18,21,22], 也表现为中稀土(Nd, Sm, Eu)相对于轻稀土和重稀土富集的向上凸的形状.

综上所述, 本文 14 个单斜辉石巨晶是同一幔源碱性玄武质源岩浆在高压下分离结晶的产物: 随分离结晶的进行, Mg#逐渐降低, 稀土元素含量逐渐升高.

3.2 氧同位素不均一性的来源

单斜辉石巨晶被寄主岩浆带至地表后由于温度

表 1 女山单斜辉石巨晶的化学和氧同位素组成 a)

	NSH 1	NSH 2	NSH 3	NSH 4	NSH 5	NSH 6	NSH 7	NSH 8	NSH 9	NSH 10	NSH 11	NSH 12	NSH 13	NSH 14
SiO_2	48.57	48.84	50.04	49.07	50.69	49.93	49.05	49.42	50.22	51.37	50.41	49.50	50.31	49.04
Al_2O_3	10.86	9.68	8.76	8.96	8.20	8.74	9.38	8.98	8.50	7.99	8.60	9.50	8.66	9.82
TiO_2	1.95	1.52	0.93	1.08	0.82	0.88	1.52	1.04	0.89	0.52	0.70	1.45	0.85	1.47
Cr_2O_3	0.10	0.02	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.13	0.01	0.00	0.00	0.01
FeO	8.40	7.84	6.71	7.65	6.54	6.53	7.84	6.97	6.55	6.27	6.50	7.46	6.56	8.02
NiO	0.00	0.00	0.08	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.08	0.00
MnO	0.11	0.13	0.10	0.08	0.08	0.15	0.09	0.11	0.18	0.15	0.14	0.12	0.15	0.13
MgO	9.21	11.80	14.62	13.50	14.99	14.18	12.03	13.68	14.74	16.54	14.77	12.25	14.59	11.35
CaO	17.91	17.63	16.56	16.39	16.51	16.88	17.36	16.53	16.43	14.65	16.17	16.99	16.39	17.42
Na_2O	2.79	1.94	1.59	1.91	1.56	1.50	2.08	1.81	1.42	1.34	1.49	1.86	1.48	2.11
K_2O	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
总计	99.92	99.41	99.41	98.67	99.42	98.83	99.36	98.58	98.93	98.97	98.82	99.14	99.08	99.38
Si	1.797	1.808	1.834	1.822	1.852	1.839	1.815	1.830	1.844	1.872	1.851	1.827	1.845	1.815
Al	0.474	0.422	0.378	0.392	0.353	0.379	0.409	0.392	0.368	0.343	0.372	0.413	0.374	0.428
Ti	0.054	0.042	0.026	0.030	0.023	0.024	0.042	0.029	0.025	0.014	0.019	0.040	0.023	0.041
Cr	0.003	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.260	0.243	0.206	0.237	0.200	0.201	0.243	0.216	0.201	0.191	0.200	0.230	0.201	0.248
Ni	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000
Mn	0.003	0.004	0.003	0.003	0.002	0.005	0.003	0.003	0.006	0.005	0.004	0.004	0.005	0.004
Mg	0.508	0.651	0.799	0.747	0.817	0.779	0.664	0.755	0.807	0.898	0.808	0.674	0.798	0.626
Ca	0.710	0.699	0.650	0.652	0.646	0.666	0.688	0.656	0.646	0.572	0.636	0.672	0.644	0.691
Na	0.200	0.139	0.113	0.137	0.110	0.107	0.149	0.130	0.101	0.094	0.106	0.133	0.105	0.151
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	66.18	72.85	79.53	75.88	80.34	79.47	73.23	77.77	80.05	82.47	80.20	74.54	79.86	71.62
La		4.56	2.15	2.39	2.15	2.73	4.43	2.74	2.40	1.30	2.41	3.98	2.08	4.73
Ce		14.06	7.14	8.09	6.61	8.51	12.75	9.03	7.56	4.36	7.06	12.34	7.18	15.01
Pr		2.62	1.25	1.60	1.27	1.43	2.35	1.70	1.40	0.92	1.11	2.29	1.33	2.62
Nd		12.78	8.28	10.11	7.39	8.45	12.43	8.76	7.56	5.18	6.59	11.74	7.80	14.62
Sm		5.09	4.67	4.14	2.89	4.17	4.27	3.87	3.50	2.87	3.09	4.96	2.66	4.71
Eu		2.00	1.37	1.50	1.37	1.28	1.95	2.13	1.19	1.00	1.23	1.91	1.19	1.80
Dy		5.24	4.25	4.10	3.07	4.02	4.89	3.65	4.03	2.69	2.99	5.48	3.96	5.57
Ho		1.05	0.92	0.77	0.51	0.78	0.83	0.61	0.74	0.47	0.71	0.90	0.60	0.86
Er		2.68	2.20	2.02	1.28	2.08	1.94	1.75	1.95	1.71	1.67	2.15	1.88	1.85
Yb		1.77	1.64	1.58	1.36	1.27	1.57	1.31	1.35	1.57	1.42	1.32	0.95	1.46
Lu		0.31	0.24	0.23	0.18	0.19	0.22	0.21	0.17	0.23	0.22	0.19	0.13	0.18
总计		52.16	34.11	36.53	28.08	34.91	47.63	35.76	31.85	22.30	28.50	47.26	29.76	53.41
$\delta^{18}O$	5.06	5.46	6.02	6.48	5.88	6.09	5.02	5.99	5.33	5.77	5.92	4.86	5.88	5.07

a) 主要元素表示为质量百分比; 阳离子是基于 6 个氧计算的; 稀土元素表示为μg/g; $\delta^{18}O$ 是相对于 SMOW 的千分值

的骤降, 会发生快速的淬火, X 射线衍射分析显示的女山单斜辉石巨晶的宽化峰也证明了这一点[32], 也就是说, 巨晶到达地表后经历后期改造的可能性很小. 再考虑到巨晶较大, 而氧同位素分析使用的颗粒来自巨晶的中心部位, 我们可以确定, 氧同位素组成的变化不是由于巨晶到达地表之后的后期改造造成的.

由于氧同位素分析使用的颗粒是选自除去反应边后的中心新鲜部位, 而且巨晶内部的$\delta^{18}O$ 是均一的, 所以不同巨晶之间氧同位素组成的变化也不是由于喷发过程中巨晶与寄主玄武岩浆或围岩发生反

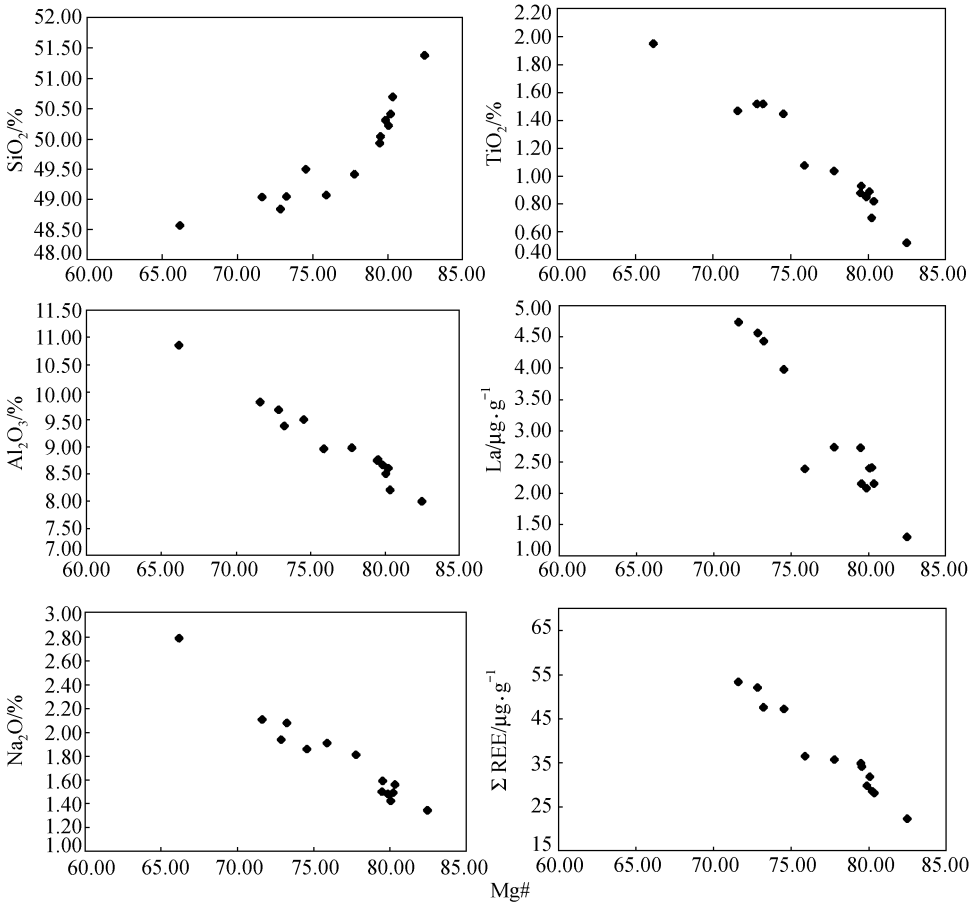


图 1 女山单斜辉石巨晶的主要元素和稀土元素组成

应的结果. $\delta^{18}O$ 与主要元素之间没有相关性也佐证了这一点, 因为如果氧同位素组成的变化是由于喷发过程中与寄主岩浆或围岩的反应, 那么$\delta^{18}O$ 与主要元素之间应该存在相关性.

综上所述, 女山单斜辉石巨晶氧同位素组成的不均一性是它们被寄主玄武岩浆携带之前的特征. 造成单斜辉石巨晶氧同位素变化的可能性有 3 种: (1) 化学成分差异引起的氧同位素分馏; (2) 巨晶形成过程中的岩浆分离结晶作用; (3) 巨晶形成以前的源岩浆$\delta^{18}O$ 不均一性.

矿物之间化学成分的差异会造成一定的氧同位素分馏, 但高温下同种矿物之间的分馏值是非常小的. Zheng[25]的理论计算表明, 在温度>800℃时, 辉石族矿物之间的氧同位素分馏小于 0.2‰. 因此, 化学成分的差异不能解释女山单斜辉石巨晶的氧同位素变化.

随着玄武岩浆分离结晶作用的不断进行, 由于矿物与熔体之间存在分馏, 不断演化的岩浆的$\delta^{18}O$ 将会发生系统变化, 因此晶出的单斜辉石巨晶的$\delta^{18}O$ 也将随之发生系统变化. 但这不是造成女山单斜辉石巨晶氧同位素变化的原因, 因为巨晶的$\delta^{18}O$ 与化学成分之间不存在同步变化, 图 2 所示的是 14 个样品的$\delta^{18}O$ 与分离结晶程度的指标 Mg#, 可以看出, 巨晶的氧同位素变化与分离结晶程度没有相关性.

在地幔高温下单斜辉石与玄武质熔体之间的氧同位素分馏很小, $\Delta_{熔体-单斜辉石} \leqslant 0.2‰$, 因此, 与这一组单斜辉石巨晶平衡的熔体的$\delta^{18}O$ 为 5.0‰~6.7‰, 超出了正常地幔熔体范围, 既有高值, 又有低值. 如果巨晶的氧同位素变化直接继承自玄武质源岩浆, 那么这就是源岩浆的变化范围. 源岩浆氧同位素不均一性有两种可能的来源: (1) 发生部分熔融之前橄榄

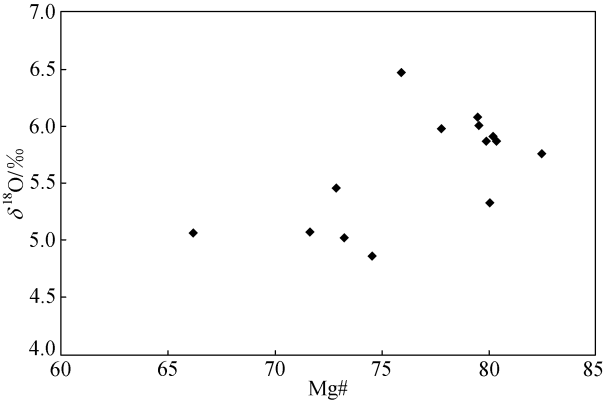


图 2 女山单斜辉石巨晶的 Mg#和氧同位素组成

岩的氧同位素组成是不均一的; (2) 源岩浆由橄榄岩部分熔融形成时的氧同位素组成是均一的, 氧同位素的变化发生在这之后. 李一良等人[12]用激光氟化法分析了来自女山和邻近的盘石山地区的橄榄岩包体, Xu 等人[9]分析了同样来自郯庐断裂带附近的吉林省伊通的橄榄岩包体, 结果显示这些地区的橄榄岩包体的氧同位素组成均十分接近, δ^{18}O 在 5.5‰左右, 没有明显的不均一性, 因此我们认为可能的来源(1)是不存在的. Xu 等人[9]和李一良等人[12]的工作表明由女山及邻近地区橄榄岩部分熔融形成的玄武质岩浆的δ^{18}O 应该落在正常地幔熔体的范围之内. 女山单斜辉石巨晶源岩浆δ^{18}O 的变化就要求在其形成之后有高δ^{18}O(> 6.7‰)和低δ^{18}O(< 5.0‰)的物质加入. 从 MORB, OIB 以及地幔橄榄岩的氧同位素组成来看, 无论是δ^{18}O < 5.0‰还是δ^{18}O > 6.7‰的物质都不是来源于正常地幔的. 高δ^{18}O 的物质有 3 种可能的来源: (1) 俯冲再循环的上部洋壳或其析出流体, 由于低温(<300℃)蚀变和氧同位素交换, 上部洋壳具有高δ^{18}O 的特征[33,34]; (2) 俯冲再循环的陆壳或其析出流体, 陆壳岩石由于与地表水的交换, 即使是幔源的也可以表现出偏离正常地幔的高δ^{18}O 特征, 例如, 大别山超高压变质岩(其原岩是陆壳岩石)的δ^{18}O 可以高至 10‰[35]; (3) 下地壳, 由麻粒岩地体和玄武岩中的麻粒岩包体所代表的大陆下地壳普遍具有高δ^{18}O 的特征: 从正常地幔值到大于 10‰[36]. 低δ^{18}O 的物质也有 3 种可能的来源: (1) 俯冲再循环的下部洋壳或其析出流体, 由于高温(> 300℃)蚀变和氧同位素交换, 下部洋壳具有低δ^{18}O 的特征[33,34]; (2) 俯冲再循环的陆壳或其析出流体, 大别山超高压变质岩的低δ^{18}O(低至−10‰)即表明陆壳岩石也可以因为与地表水的交换而具有异常低的δ^{18}O[35]; (3) 由地幔柱带来的经历了核幔之间氧同位素分馏的核幔边界物质[37]. 女山以及邻近的中国东部其他地区没有地幔柱活动的地球物理学证据[38], 因此由核幔边界物质造成低δ^{18}O 的可能性不大. 大陆下地壳物质的混染虽然可以解释高δ^{18}O 值, 但不能解释低δ^{18}O 值. 女山邻近大别-苏鲁碰撞造山带, 可能会经历俯冲陆壳物质的影响, 但是女山单斜辉石巨晶的 Sr-Nd 同位素组成都显示亏损地幔的特征[27], 既不相似于受大别山俯冲陆壳再循环影响的皖东新生代玄武岩(^{87}Sr/^{86}Sr 高至 0.70708; $\varepsilon_{Nd}(t)$低至−5)[39,40], 又迥异于中生代大别山基性超基性侵入岩(^{87}Sr/^{86}Sr 高至 0.70856; $\varepsilon_{Nd}(t)$低至−20)[41], 因此排除了俯冲陆壳物质混染的可能性. 洋壳物质的再循环是最可行的解释, 洋壳不仅可以具有变化范围大的氧同位素组成, 其 Sr-Nd 同位素组成也有一定的变化[42]. 这个解释得到氢同位素数据的支持: 女山单斜辉石巨晶的δD 高至−41‰(夏群科和 Deloule, 未发表数据), 与其共生的幔源云母巨晶的δD 高至−23‰[43], 都暗示着巨晶的源区受到了再循环洋壳物质的影响. 根据女山的构造位置, 洋壳物质俯冲再循环有两个途径: (1) 中生代太平洋板块的俯冲; (2) 华北与扬子两个陆块碰撞之前的海洋板块俯冲. 目前, 我们不能区分是哪一个板块的影响.

4 结论

(ⅰ) 本文 14 个女山单斜辉石巨晶是同一幔源碱性玄武质源岩浆在高压下分离结晶的产物.

(ⅱ) 14 个女山单斜辉石巨晶的氧同位素组成内部均一, 但不同样品间表现出明显的不均一性, δ^{18}O = 4.86‰~6.48‰.

(ⅲ) 巨晶氧同位素的变化继承自源岩浆, 源岩浆的不均一性来源于洋壳物质的源区混染.

致谢 感谢郑永飞和支霞臣教授审阅初稿. 本文受国家自然科学基金(批准号: 49803002)资助.

参 考 文 献

1 Mattey D, Lowry D, Macpherson C. Oxygen isotope composition of mantle peridotite. Earth Planet Sci Lett, 1994, 128: 231~241

2 Ionov D A, Harmon R S, Stosch H G, et al. Oxygen isotope

composition of garnet and spinel peridotites in the continental mantle: Evidence from the Vitim xenoliths. Geochim Cosmochim Acta, 1994, 58: 1463~1470

3 Chazot G, Lowry D, Menzies M, et al. Oxygen isotopic composition of hydrous and anhydrous mantle peridotites. Geochim Cosmochim Acta, 1997, 61: 161~169

4 Eiler J M, Farley K, Valley J W, et al. Oxygen isotope evidence against bulk recycled sediment in the mantle sources of pitcairn Island lavas. Nature, 1995, 377: 138~141

5 Eiler J M, Farley K A, Valley J W, et al. Oxygen isotope variations in ocean island basalt phenocrysts. Geochim Cosmochim Acta, 1997, 61: 2281~2293

6 Eiler J M, Mclnnes B, Valley J W, et al. Oxygen isotope evidence for slab-derived fluids in the sub-arc mantle. Nature, 1998, 393: 777~781

7 Eiler J M, Schiano P, Kitchen N, et al. Oxygen-isotope evidence for recycled crust in the sources of mid-ocean-ridge basalts. Nature, 2000, 403: 530~534

8 Ito E, White W M, Gopel C. The oxygen, strontium, neodymium, and lead isotope geochemistry of MORB. Chem Geol, 1987, 62: 157~176

9 Xu Y G, Menzies M A, Mattey D P, et al. The nature of the lithospheric mantle near the Tancheng-Lujiang fault, China: An integration of texture, chemistry and O-isotopes. Chem Geol, 1996, 134: 67~81

10 Wiechert U, Ionov D A, Wedepohl K H. Spinel peridotite xenoliths from the Atsagin-Dush volcano, Dariganga lava plateau, Mongolia: A record of partial melting and cryptic metasomatism in the upper mantle. Contrib Mineral Petrol, 1997, 126: 345~364

11 Dobosi G, Downes H, Mattey D, et al. Oxygen isotope ratios of phenocrysts from alkali basalts of the Pannonian basin: Evidence for an O-isotopically homogeneous upper mantle beneath a subduction-influenced area. Lithos, 1998, 42: 213~223

12 李一良, 郑永飞, 支霞臣, 等. 中国东部幔源岩石的氧同位素激光探针分析. 科学通报, 1998, 43(21): 2336~2339

13 Denies P, Haggerty S E. Small-scale oxygen isotope variations and petrochemistry of ultradeep (> 300 km) and transition zone xenoliths. Geochim Cosmochim Acta, 2000, 64: 117~131

14 Zhang H F, Mattey D P, Grassineau N, et al. Recent fluid processes in the Kaapvaal Craton, South Africa: Coupled oxygen isotope and trace element disequilibrium in polymict peridotites. Earth Planet Sci Lett, 2000, 176: 57~72

15 Yurimoto H, Yamashita A, Nashida N, et al. Quantitative SIMS analysis of GSJ rock reference sample. Geochem J, 1989, 23: 215~236

16 Irving A J. Megacrysts from the Newer basalts and the other basaltic rocks of southeastern Australia. Geol Soc Amer Bull, 1974, 85: 1503~1514

17 Irving A J, Frey F A. Trace element abundances in megacrysts and their host basalts: Constraints on partition coefficients and megacryst genesis. Geochim Cosmochim Acta, 1984, 48: 1201~1221

18 Schulze D J. Megacrysts from alkalic volcanic rocks. In: Nixon P N, ed. Mantle Xenoliths. London: Wiley, 1987. 433~451

19 Liotard J M, Briot D, Boivin P. Petrological and geochemical relationship between pyroxene megacrysts and associated alkali-basalts from Massif Central (France). Contrib Mineral Petrol, 1988, 133: 217~234

20 Righter K, Carmichael I S E. Mega-xenocrysts in alkali olivine basalts: Fragments of disrupted mantle assemblages. Am Mineral, 1993, 78: 1230~1245

21 Dobosi G, Jenner G A. Petrologic implications of trace element variation in clinopyroxene megacrysts from the Nograd volcanic province, north Hungary: A study by laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry. Lithos, 1999, 46: 731~749

22 Shaw C S J, Eyzaguirre J. Origin of megacrysts in the mafic alkaline lavas of the West Eifel volcanic field, Germany. Lithos, 2000, 50: 75~95

23 Taylor H P, Sheppard S M F. Igneous rocks: Ⅰ. Process of isotopic fractionation and isotope systematics. In: Valley J W, Taylor H P, O'Neil J R, eds. Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. Mineral Soc Am, 1986, (2): 227~271

24 Chiba H, Chacko T, Clayton R N, et al. Oxygen isotope fractionations involving diopside, forsterite, magnetite, and calcite: Applications to geothermometry. Geochim Cosmochim Acta, 1989, 53: 2985~2995

25 Zheng Y F. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. Geochim Cosmochim Acta, 1993, 57: 1079~1091

26 Matthews A, Stolper E M, Eiler J, et al. Oxygen isotope fractionation among melts, minerals and rocks. Mineral Mag, 1998, 62A: 971~972

27 陈道公, 夏群科, 支霞臣. 安徽女山单斜辉石巨晶的地球化学. 矿物学报, 1997, 17: 260~269

28 Zindler A, Hart S. Chemical geodynamics. Ann Rev Earth Planet Sci, 1986, 14: 493~571

29 Green D H, Ringwood A E. The genesis of basaltic magmas. Contrib Mineral Petrol, 1967, 15: 103~190

30 Thompson R N. Some high pressure pyroxene. Mineral Mag, 1974, 39: 768~787

31 Knutson J, Green D H. Experimental duplication of a high-pressure megacryst/cumulate assem-blage in a near-saturated hawaiite. Contrib Mineral Petrol, 1975, 52: 121~132

32 Li Y L, Li Y Z, Zhi X C. M1 site splitting due to Next Nearest Neighbor effects and ferric in tetrahedral site in clinopyroxene megacrysts. Chinese J Geochem, 1998, 17: 135~141

33 Muehlenbachs K. Alteration of the oceanic crust and the ^{18}O history of seawater. In: Valley J W, Taylor H P, O'Neil J R, eds. Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes, 2. Mineral Soc Am, 1986. 425~444

34 Agrinier P, Hekinian R, Bideau D, et al. O and H stable isotope compositions of oceanic crust and upper mantle rocks exposed in the Hess Deep near the Galapagos Triple Junction. Earth Planet Sci Lett, 1995, 136: 183~196

35 Zheng Y F, Fu B, Li Y L, et al. Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of ultrahigh-pressure eclogites from the Dabie Mountains and the Sulu terrane. Earth Planet Sci Lett, 1998, 155: 113~129

36 Hoefs J. Stable Isotope Geochemistry. 4th ed. Berlin: Springer-Verlag, 1997. 201

37 Macpherson C G, Hilton D R, Mattey D P, et al. Evidence for an ^{18}O-depleted mantle plume from contrasting $^{18}O/^{16}O$ ratios of back-arc lavas from the Manus Basin and Mariana Trough. Earth Planet Sci Lett, 2000, 176: 171~183

38 Watts A B, McKenzie D P, Parsons B E, et al. The relationship between gravity and bathymetry in the Pacific Ocean. Geophys Jour R Astro Soc, 1985, 83: 263~298

39 支霞臣, 陈道公, 杨晶. 皖东上第三系玄武岩的地球化学特征和成因. 地质学报, 1995, 69: 156~168

40 李曙光, 聂永红, Jagoutz E, 等. 大别山俯冲陆壳的再循环——地球化学证据. 中国科学, D 辑, 1997, 27(5): 412~418

41 Jahn B M, Wu F Y, Lo C H, et al. Crust-mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: Geochemical and Sr-Nd isotopic evidence from post-collisional mafic- ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China. Chem Geol, 1999, 157: 119~146

42 Hauff F, Hoernle K, Tilton G, et al. Large volume recycling of oceanic lithosphere over short time scales: Geochemical constraints from the Caribbean Large Igneous Province. Earth Planet Sci Lett, 2000, 174: 247~263

43 夏群科, 陈道公, Deloule E, 等. 幔源云母巨晶氢同位素组成的微尺度不均一性: 离子探针研究. 中国科学, D 辑, 1999, 29(1): 62~67

(2001-05-22 收稿, 2001-07-10 收修改稿)