

皖南蛇绿岩套辉长岩锆石 U-Pb 定年以及 元素和氧同位素研究

吴荣新 郑永飞 吴元保

中国科学院壳幔物质与环境重点实验室,中国科学技术大学
地球和空间科学学院,安徽 合肥 230026

摘 要 对皖南蛇绿岩套辉长岩分别进行锆石微区 U-Pb 定年、全岩主微量元素分析和 Sr-Nd 同位素分析、矿物氧同位素分析。结果表明,皖南蛇绿岩存在 3 个时代的岩浆锆石,对应的 U-Pb 年龄分别为 891 ± 13 Ma、 826 ± 4 Ma 和 764 ± 10 Ma。元素和 Sr-Nd 同位素地球化学特征显示出明显的岛弧岩浆岩特征,表明辉长岩来源于俯冲带上覆地幔楔的部分熔融。矿物氧同位素分析表明,辉长岩遭受了亚固相高温热液蚀变。笔者解释辉长岩构造就位年龄为 891 ± 13 Ma,在 826 ± 4 Ma 受到前裂谷期岩浆活动的改造,并在 764 ± 10 Ma 受到同裂谷岩浆活动的影响而发生亚固相热液蚀变。

关键词 辉长岩 锆石 氧同位素 新元古代 热液蚀变

Zircon U-Pb Dating and Element and Oxygen Isotope Geochemistry of Gabbro from Ophiolites in South Anhui

WU Rongxin ZHENG Yongfei WU Yuanbao

CAS Key Laboratory of Crust-Mantle Materials and Environments, School of Earth and Space Sciences,
University of Science and Technology of China, Hefei, Anhui, 230026

Abstract Zircon U-Pb dating, whole-rock major and trace elements, Sr-Nd isotopes, and mineral O isotopes were determined for samples from ophiolites in south Anhui. LA-ICPMS and SHRIMP zircon U-Pb analysis reveals three age phases of magmatic zircons formed at 891 ± 13 Ma, 826 ± 4 Ma and 764 ± 10 Ma respectively. The features of elements and isotopes display apparent signatures of island-arc magmatic rocks, suggesting that they were derived from partial melting of mantle lithosphere of the supra-subduction zone (SSZ). O isotope analyses suggest that they experienced different degrees of subsolidus hydrothermal alteration. Based on element and isotope analyses in combination with the records of Neoproterozoic magmatism in this area, the authors interpret 891 ± 13 Ma as the age of ophiolite emplacement. It is also thought that at 826 ± 4 Ma the rocks were rebuilt by pre-rift magmatic activities, and at 764 ± 10 Ma they were affected by syn-rift magmatism and subsolidus hydrothermal alteration.

Key words gabbro zircon O isotope Neoproterozoic hydrothermal alteration

皖南蛇绿岩位于扬子块体东南缘,江南造山带东端,处于扬子板块与华夏板块的会聚部位,其成因及就位时代对于研究华南板块大地构造演化具有重要意义。Li X H 等(1997)认为皖南、赣东北和桂北蛇绿岩形成于新元古代早期(约 900~1 000 Ma),并且在元素地球化学上都具有相似的岛弧特征,提出了华夏板块与扬子板块之间晋宁期陆-弧-陆碰撞模式。葛文春等(2000)认为桂北火山岩及镁铁-超镁铁质岩石形成时代小于 820 Ma,不属于蛇绿岩,而是新元古代(约 820 Ma)超大陆裂解的产物。

皖南地区广泛发育年龄约 820~780 Ma 的花

岗岩类,其成因可能与 Rodinia 超大陆裂解有关(Li X H 等,2003;Li Z X 等,2003)。皖南蛇绿岩是否受 Rodinia 超大陆聚合和裂解作用影响,也是引人关注的问题。本文对皖南蛇绿岩套辉长岩分别进行锆石微区 U-Pb 定年、全岩主微量元素分析和 Sr-Nd 同位素分析、矿物氧同位素分析,来探讨皖南蛇绿岩的形成和演化的化学地球动力学。

1 地质概况

皖南蛇绿岩套呈 NE 向分布,延长 40 余公里,在伏川出露最完好。该岩套由蛇纹岩化纯橄榄岩、

方辉橄榄岩、堆晶辉石岩、辉长岩、石英闪长岩、细碧岩和角斑岩等组成。前人对它们进行过 Sm-Nd 矿物内部等时线定年,得到的年龄分别是 $1\,024 \pm 30$ Ma(周新民,1989)和 935 ± 10 Ma(Chen 等)。在野外露头上,这些蛇绿岩被构造推覆于歙县花岗闪长岩体上。其北侧新元古代休宁、许村及歙县花岗闪长岩体呈带状沿断层分布。本文的锆石 U-Pb 定年样品为辉长岩样品,氧同位素分析样品有辉长岩及橄榄岩样品。

2 分析方法

锆石 CL 照相在中国地质科学院矿产资源研究所 JXA-8800R 电子探针上完成。激光等离子质谱法(LA-ICP-MS)锆石 U-Pb 定年在西北大学地质系大陆动力学实验室进行,详细的分析方法参见 Yuan 等(2003)。SHRIMP 锆石 U-Pb 定年在中国地质科学院北京离子探针中心 SHRIMP II 仪器上进行,详细分析方法参见宋彪等(2002)。全岩主量和微量元素及 Nd-Sr 分析在中国科学院广州地球化学研究所完成,分析方法参见李献华等(2002)。矿物氧同位素分析在中国科学技术大学化学地球动力学研究实验室完成,分析方法参见 Zheng 等(2002)。

3 分析结果

3.1 锆石 U-Pb 定年

辉长岩样品定年锆石无色透明,晶形多为短柱状、棱柱状,颗粒多为 $100 \sim 200 \mu\text{m}$ 。锆石 CL 较强,多数颗粒具有清晰的宽缓岩浆环带、扇形分带或冷杉叶状分带,一些颗粒岩浆环带较为模糊,可能遭受后期热事件影响。

LA-ICP-MS 法锆石 U-Pb 分析共进行了 20 个分析点的年龄测定。所有分析点的 Th/U 范围为 $0.41 \sim 0.97$,为岩浆锆石特征。 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄可分为两组:一组年龄约 890 Ma,数据较少;另一组年龄约 826 Ma,数据较多。但这两组年龄的 Th、U 含量和 Th/U 没有区别。尽管在 CL 图像上也没有明显差别,但较老年龄的一组多数没有或仅有模糊的岩浆环带,而较年轻的一组多具有较清晰的岩浆环带。

为确认 LA-ICP-MS 定年结果,又对该样品进行了 SHRIMP 法定年。SHRIMP 锆石 U-Pb 分析共进行了 12 个分析点的测定。分析点的 Th/U 范围为 $0.69 \sim 1.00$,为岩浆锆石特征。同样存在大量约 826 Ma 的年龄和一个较老的年龄(910 ± 16 Ma),与

LA-ICP-MS 定年结果完全一致;并且有两个分析点的年龄为 766 ± 15 Ma 和 762 ± 13 Ma。将 LA-ICP-MS 和 SHRIMP 法定年数据结合在一起,可得到 3 组年龄:第 1 组 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 平均年龄为 891 ± 13 Ma;第 2 组平均年龄为 826 ± 4 Ma,数据较多;第 3 组平均年龄为 764 ± 10 Ma,分析数据最少。

3.2 元素地球化学

3.2.1 主要元素 邢凤鸣(1990)报道了一些皖南蛇绿岩的主要元素数据,岩性包括橄榄岩、辉长岩、细碧岩、角斑岩和石英角斑岩。这些岩石具有低 TiO_2 和 P_2O_5 含量,类似于岛弧火山岩,形成于岛弧环境。Li X H 等(1997)根据 $\text{FeO}^*/\text{MgO-SiO}_2$ 和 $\text{TiO}_2\text{-FeO}^*$ 判别图,认为皖南蛇绿岩属上俯冲带(SSZ)型蛇绿岩。本文分析辉长岩样品的 Fe_2O_3 、 Al_2O_3 、 MgO 、 CaO 含量高,而 TiO_2 、 Na_2O 、 K_2O 、 P_2O_5 含量很低。这个结果与邢凤鸣(1990)对辉长岩样品的分析结果相同,其他矿物组成主要为钙长石、透辉石和紫苏辉石以及橄榄石,其他矿物含量很少,为堆晶岩。烧失量高达 4.11%,表明样品经受过强烈的后期热液蚀变。

3.2.2 微量元素 前人已对皖南蛇绿岩中细碧岩和角斑岩进行了详细的微量元素分析(Li X H 等,1997),表明皖南蛇绿岩总体上为轻稀土富集型,富集大离子亲石元素(Sr、K、Rb、Ba、Th)和亏损高场强元素(Zr、Ti、Nb),与洋壳俯冲构造环境的岛弧玄武岩特征是一致的。但仔细研究稀土和微量元素丰度和配分型式可见不同样品又有明显的差别。REE 型式可分为二组:一组为高(La/Yb)_N 的轻稀土富集型和并具有明显的 Eu 负异常,可能为地壳混染的结果;第二组为低(La/Yb)_N 的平坦式稀土分布型,无明显的 Eu 负异常,显示出未分异地幔源岩的特征。在原始地幔标准化微量元素“蛛网图”上,尽管总体上具有岛弧玄武岩特征,但大离子亲石元素(K、Rb、Ba、U、Th)含量变化较大:一些样品大离子亲石元素富集,与皖南花岗闪长岩类似;辉长岩样品亏损 K、Rb、Ba、Nb 和 Ti,可能与样品为熔体早期堆晶相的产物有关。总的来说,皖南蛇绿岩套的微量元素变化特征可能是源区性质、地壳混染和结晶分异的共同结果。

3.3 全岩 Sr-Nd 同位素特征

辉长岩样品具有较高的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值($+6.34$)和较低的 $I_{\text{S}}(t)$ 值(0.704461),基本保持了地幔端元特点,未受到明显的地壳物质混染,可能为亏损幔源岩浆早期结晶分异的堆晶产物。根据以前已知的文献数据,皖南蛇绿岩套中不同类型岩石的初始 Nd

和 Sr 同位素组成变化范围较大,其中 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 $-1.63 \sim +6.34$, $I_{\text{S}}(t)$ 值为 $0.70446 \sim 0.70738$, 显示为明显的壳幔相互作用结果。 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值与 Sm/Nd、SiO₂、MgO 和 Nd 有明显的相关关系,符合地幔组分与地壳组分二元混合模型(Li X H 等,1997;沈渭洲等,1992)。多数辉长(辉石)岩明显远离混合线,可能为堆晶产物。一些细碧岩样品明显具有结晶分异趋势。

3.4 矿物氧同位素

氧同位素分析的样品为橄榄岩和辉长岩中矿物。紫苏辉石 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $1.51\text{‰} \sim 2.99\text{‰}$,明显低于典型地幔辉石 $\delta^{18}\text{O}$ 值(5.6 ± 0.5)‰,表明分析样品遭受了高温热液蚀变。辉长岩锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 为 4.86‰ ,低于典型地幔锆石值(5.3 ± 0.3)‰(Valley 等,1998)。辉长岩中斜长石和紫苏辉石对尽管有较大的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围,但其数据点落入 $400 \sim 900$ °C 平衡线内,也反映了样品曾处于高温热液体系。氧同位素温度计算根据 Zheng 的校准曲线(Zheng, 1991, 1993a, 1993b)。

4 讨论

4.1 蛇绿岩成因

沈渭洲等(1992)给出皖南蛇绿岩深成岩组合(方辉橄榄岩、辉石岩和辉长岩)的全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $3.2\text{‰} \sim 5.4\text{‰}$,火山岩(细碧岩)的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 11.0‰ ,而得出皖南蛇绿岩已受到海水热液蚀变的影响,这与蛇绿岩套岩石中具有大量云母及绿泥石等含水蚀变矿物是相符合的(邢凤鸣,1990)。本次研究所测定的斜长石和紫苏辉石 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $1.23\text{‰} \sim 4.32\text{‰}$,与上述 $\delta^{18}\text{O}$ 值有重叠,但多数 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显低于洋壳下部岩石与海水在高温条件下进行同位素交换的辉长岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值($3.5\text{‰} \sim 5.5\text{‰}$; Hart 等,1999),表明蛇绿岩在岩浆侵位过程中的海水热液蚀变后,又经历过再次高温热液蚀变。

蛇绿岩的形成涉及幔源岩浆结晶分异和俯冲带构造就位两个阶段。研究表明,存在两种显著不同的蛇绿岩带:一种是产生于洋中脊环境的高 Ti 蛇绿岩,另一种是形成与上俯冲带(SSZ)环境的低值很低 Ti 的蛇绿岩(Beccalava 等,2004)。多数皖南蛇绿岩的 Ti 含量较低至很低($1\% \sim 0.02\%$),并且其主微量元素地球化学特征与岛弧玄武岩特征相一致,表明皖南蛇绿岩形成于上俯冲带弧后盆地环境。本次分析的辉长岩样品为幔源岩浆早期分离结晶的产物,在构造就位过程中,可能局部熔融并混染少量地

壳物质而结晶出锆石,因此 891 ± 13 Ma 代表皖南蛇绿岩构造就位年龄。Li X H 等(1997)采用 ISO-PLOT 程序对前人分析的皖南蛇绿岩 Sm-Nd 同位素数据进行了矿物内部等时线重新计算,发现定年误差比原来报道的要大得多,分别是 $1\,010 \pm 189$ Ma(周新民等,1989)和 934 ± 84 Ma(Chen 等,1991)。如果考虑这些加大的年龄误差,Sm-Nd 等时线年龄与锆石 U-Pb 年龄 891 ± 13 Ma 之间没有本质区别。因此,即使 Sm-Nd 等时线年龄代表幔源岩浆结晶年龄,那么从幔源岩浆结晶到蛇绿岩再俯冲带构造就位的时间间隔是相当短暂的。

辉长岩样品存在氧同位素分馏反转现象,即斜长石 $\delta^{18}\text{O}$ 小于锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 。由于锆石中氧的扩散速率极慢(Watson 等,1997;Zheng 等,1998),氧同位素组成不受后期亚固相热液蚀变和高级“干”麻粒岩相变质作用的影响(Valley,2003;Zheng 等,2004),能够保存其结晶时的氧同位素信息。而斜长石中氧扩散速率最快(Zhang 等,1998),非常容易受到高温热液蚀变的影响。辉长岩样品的锆石 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 4.86‰ ,该值略低于典型地幔锆石值(5.3 ± 0.3)‰,表明辉长岩形成时,可能遭受了高温热液蚀变,使得 $\delta^{18}\text{O}$ 值有所下降。斜长石等矿物在约 826 ± 4 Ma 锆石结晶后,由于再次受到高温热液蚀变而导致其 $\delta^{18}\text{O}$ 值低于锆石。第三组锆石 U-Pb 年龄 764 ± 10 Ma 可能就是测定了热液蚀变的时间,这一时期华南板块处于裂谷岩浆活动时期,裂谷带内发生了广泛的高温热液蚀变作用,而皖南蛇绿岩也处于裂谷带内,因而发生了强烈的亚固相高温热液蚀变作用。

4.2 地球动力学意义

本文测定的皖南蛇绿岩套辉长岩中锆石 U-Pb 年龄是 891 ± 13 Ma,李献华等(1994)从赣东北蛇绿岩套硬玉蓝闪石化斜长岩中获得的锆石 U-Pb 年龄为 968 ± 23 Ma。原始幔源岩浆由于 Zr 不饱和而不可能结晶出锆石,基性-超基性岩中锆石的产出显然指示了蛇绿岩在俯冲带构造侵位过程中与地壳混染有关的部分熔融过程。因此,皖南辉长岩-赣东北斜长岩中锆石 U-Pb 年龄测定的是蛇绿岩套构造侵位事件,反映了华夏板块与扬子板块之间于约 $1\,000 \sim 880$ Ma 处于洋壳俯冲和板块会聚阶段。Li Z X 等(1995)认为华南是连接澳大利亚和劳亚大陆的纽带,格林威尔期($1\,300 \sim 1\,000$ Ma)造山带是全球 Rodinia 超大陆重建的标志。赣东北和皖南蛇绿岩套所代表的洋壳(约 $890 \sim 1\,000$ Ma)是扬子板块与华夏板块之间缝合带的标志,在时代上与格林威尔期造山带基本一致,反映了 Rodinia 超大陆的最

终形成(Li Z X 等 2003)。

约 830~820 Ma 华南广泛存在的同期花岗岩 , 为前裂谷期花岗岩 , 可能与约 825 Ma 华南地幔超柱活动有关(Li X H 等 2003 ; Li Z X 等 2003)。在这个时期 , 中元古代晚期至新元古代早期碎屑沉积岩重熔形成约 823 ± 8 Ma 皖南花岗闪长岩(Li X H 等 2003) , 而辉长岩(约 826 ± 4 Ma) 也受到高温再造。

约 800~740 Ma , 华南广泛存在的双峰式裂谷岩浆活动 , 可能与地幔超柱活动、裂谷岩浆作用和 Rodinia 超大陆裂解有关(Li X H 等 2003 ; Li Z X 等 1995 , 2003 ; Zheng 等 2004)。而皖南石耳山花岗岩的形成年龄为 779 ± 11 Ma(Li Z X 等 2003) , 与辉长岩锆石 U-Pb 定年第三组年龄 764 ± 10 Ma 是一致的。歙县花岗闪长岩体中动力变质带的样品 Rb-Sr 全岩等时线年龄为 768.5 ± 77 Ma , 许村岩体南部具片麻状构造的样品黑云母 K-Ar 年龄为 743.6 Ma(邢凤鸣等 1998)。这些证据说明 , 蛇绿岩在构造侵位后受到了同裂谷岩浆活动的迭加再造并发生强烈的亚固相高温热液蚀变作用。

5 结论

(1) 辉长岩锆石 U-Pb 定年及矿物氧同位素分析表明 , 皖南蛇绿岩代表的构造就位时间为 891 ± 13 Ma , 在 826 ± 4 Ma 受到前裂谷期岩浆活动的高温再造 , 并受到 764 ± 10 Ma 同裂谷岩浆活动的影响发生热液蚀变。

(2) 皖南蛇绿岩地球化学上与岛弧玄武岩相似 , 构造就位位于大陆边缘弧后盆地拉张环境 , 与 Rodinia 超大陆拼合有关 , 其后期演化与约 825 Ma 华南地幔超柱事件、裂谷岩浆作用和 Rodinia 超大陆裂解有关。

参考文献

葛文春 , 李献华 , 李正祥等 . 2000. 桂北“龙胜蛇绿岩”质疑. 岩石学报 , 16(1) : 111~118.

李献华 , 刘颖 , 涂湘林等 . 2002. 硅酸盐岩石化学组成的 ICP-AES 和 ICP-MS 准确测定 : 酸溶与碱溶分解样品方法的对比. 地球化学 , 31 : 289~294.

李献华 , 周国庆 , 赵建新等 . 1994. 赣东北蛇绿岩的离子探针锆石 U-Pb 年龄及其构造意义. 地球化学 , 23 : 125~131.

沈渭洲 , 邹海波 , 楚雪君等 . 1992. 安徽伏川蛇绿岩套的 Nd-Sr-O 同位素研究. 地质科学 , 4 : 333~341.

宋彪 , 张玉海 , 万渝生 . 2002. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论. 地质论评 , 48(增刊) : 26~30.

邢凤鸣 . 1990. 皖南伏川蛇绿岩形成环境的地球化学标志. 岩石矿物学杂志 , 9(1) : 1~12.

邢凤鸣 , 徐祥 , 任思明等 . 1988. 皖南歙县岩体的岩石地球化学特征、形成时代和成岩条件. 地质论评 , 34(5) : 400~413.

周新民 , 邹海波 , 杨杰东等 . 1989. 安徽歙县伏川蛇绿岩套的 Sm-Nd 等时线年龄及其地质意义. 科学通报 , 16 : 1243~1245.

Chen J F , Foland K A , Xing F M et al . 1991. Magmatism along the southeast margin of the Yangtze and Cathysia block of China. Geology , 19 : 815~818.

Beccaluva L , Coltorti M , Giunta G et al . 2004. Tethyan vs. Cordilleran ophiolites : a reappraisal of distinctive tectono-magmatic features of supra-subduction complexes in relation to the subduction mode. Tectonophysics , 393 : 163~174.

Hart S R , Blusztajn J , Dick H J B et al . 1999. The fingerprint of sea-water circulation in a 500-meter section of ocean crust gabbros. Geochim. Cosmochim. Acta , 63 : 4059~4080.

Li X H , Zhao J X , McCulloch M T et al . 1997. Geochemical and Sm-Nd isotopic of Neoproterozoic ophiolites from southeastern China : petrogenesis and tectonic implications. Precamb. Res. , 81 : 129~144.

Li X H , Li Z X , Ge W C et al . 2003. Neoproterozoic granitoids in South China : crustal melting above a mantle plume at ca. 825 Ma ? Precamb. Res. , 122 : 45~83.

Li Z X , Zhang L H , Powell C M . 1995. South China in Rodinia : Part of the missing link between Australia-East Antarctica and Laurentia ? Geology , 23(5) : 407~410.

Li Z X , Li X H , Kinny P D et al . 2003. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton , South China and correlations with other continents : evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia. Precamb. Res. , 122 : 85~109.

Watson E B , Cherniak D J . 1997. Oxygen diffusion in Zircon. Earth Planet. Sci. Lett. , 148 : 527~544.

Valley J W . 2003. Oxygen isotopes in zircon. In : Hancher J. M. , Hoskin W. O. ed. Zircon , Mineral. Soc. Of America. , 53 : 343~385.

Yuan H L , Wu F Y , Gao S et al . 2003. Determination of U-Pb and rare earth element concentrations of zircons from Cenozoic intrusions in northeastern China by laser ablation ICP-MS. Chinese Sci. Bull. , 48 : 2411~2421.

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 , Fu B . 1998. Estimation of oxygen diffusivity from anion porosity in minerals. Geochemical J. , 32 : 71~89.

Zheng Y F , Wang Z R , Li S G et al . 2002. Oxygen isotope equilibrium between eclogite minerals and its constraints on mineral Sm-Nd chronometer. Geochim. Cosmochim. Acta , 66 : 625~634.

Zheng Y F , Wu Y B , Chen F K et al . 2004. Zircon U-Pb and oxygen isotope evidence for a large-scale ¹⁸O depletion event in igneous rocks during the Neoproterozoic. Geochim. Cosmochim. Acta , 68 : 4145~4165.