

# 北淮阳新开岭地区花岗岩锆石 U-Pb 年龄和氧同位素组成

吴元保, 郑永飞, 龚冰, 赵子福

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:** 对大别造山带北麓的北淮阳新开岭地区岩浆岩进行了锆石阴极发光显微结构观察和 SHRIMP 法锆石微区 U-Pb 定年。在锆石阴极发光图像中, 一个花岗岩样品中的大部分锆石颗粒具有明显的初始岩浆振荡环带, 为典型的岩浆锆石, 少有蚀变的颗粒和/或区域; 而另一个花岗岩样品中的锆石虽然同样具有振荡环带, 但是大部分颗粒中心的初始岩浆环带被扰动, 指示这些锆石为岩浆锆石, 受到了较强的后期热液蚀变的改造。对锆石具有初始岩浆环带和溶蚀结构的区域分别进行 SHRIMP 法 U-Pb 微区定年结果表明, 这些岩浆岩的形成年龄为  $(820 \pm 4)$  Ma, 热液蚀变作用发生的时间为  $(780 \pm 4)$  Ma。新开岭地区新元古代花岗岩的形成和后期超固相热液蚀变作用分别对应于超大陆裂解之前的约 830~795 Ma 岩浆活动和裂解过程中约 780~745 Ma 的岩浆作用。单矿物激光氟化氧同位素分析结果表明, 这些岩浆岩具有非常低的  $\delta^{18}\text{O}$  值, 其中锆石为 1.90‰~5.78‰, 石英为 -2.88‰~-7.67‰, 斜长石为 -4.01‰~-11.40‰。锆石和其他矿物之间表现出强烈的氧同位素不平衡, 而其他矿物之间则达到了氧同位素的再平衡。结合不同  $\delta^{18}\text{O}$  值锆石的内部结构特征, 认为该地区的热液蚀变作用为超固相条件下的高温热液蚀变。这一过程不但改变了石英等矿物的氧同位素组成, 同时也不同程度地改变了锆石的氧同位素组成, 所以这些样品中低  $\delta^{18}\text{O}$  值锆石可能是超固相条件下热液蚀变的结果。石英中具有异常低的  $\delta^{18}\text{O}$  值表明蚀变流体来源应为寒冷气候大气降水。所以, 新开岭地区亏损  $^{18}\text{O}$  蚀变岩石的形成与裂谷岩浆作用和雪球地球事件相耦合的高温大气降水热液蚀变有关。

**关键词:** 新开岭; 锆石; 氧同位素; U-Pb 年龄; 热液蚀变; 裂谷构造。

中图分类号: P597

文章编号: 1000-2383(2005)06-0659-14

收稿日期: 2005-07-21

## Zircon U-Pb Ages and Oxygen Isotope Compositions for Granite at Xinkailing in the Beihuaiyang Zone and Their Significance

WU Yuan-bao, ZHENG Yong-fei, GONG Bing, ZHAO Zi-fu

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

**Abstract:** SHRIMP zircon U-Pb dating and oxygen isotope analysis were carried out for granites at Xinkailing in the Beihuaiyang zone. In cathodoluminescence (CL) images, most zircons in one granite sample exhibit primary oscillatory zoning, which is typical for magmatic zircon, but some grains have internal structure altered by hydrothermal fluid; whereas the oscillatory zonations of most zircons in the other granite have been significantly disturbed, reflecting much stronger modification by hydrothermal alteration. The zircon U-Pb dating for the oscillatory zoned and hydrothermally altered domains yields two groups of weighted mean  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ages at  $(820 \pm 4)$  Ma and  $(780 \pm 4)$  Ma, respectively, which are interpreted as timing of granite emplacement and hydrothermal alteration. According to the obtained ages, the formation and later supersolidus hydrothermal alteration of the Xinkailing granite correspond to the two stages of bimodal magmatism with ages of ca. 830 to 795 Ma and ca. 780 to 745 Ma, respectively, for pre-rift and syn-rift during the breakup of the supercontinent Rodinia. They have very low  $\delta^{18}\text{O}$  values, with 1.90‰ to 5.78‰ for zircon, -2.88‰ to -7.67‰ for quartz, and -4.01‰ to -11.40‰

基金项目: 国家自然科学基金项目 (No. 40334036)。

作者简介: 吴元保 (1971-), 男, 博士, 地球化学专业。E-mail: ybwu@ustc.edu.cn; yfzheng@ustc.edu.cn

for plagioclase. Zircon and other minerals display obvious O isotope disequilibrium, while the other minerals approached O isotope re-equilibration at different temperatures during the hydrothermal alteration. Zircons with a more strongly altered internal structure have lower relative  $\delta^{18}\text{O}$  values. Therefore, the high-T hydrothermal alteration at Xinkailing may have occurred under supersolidus conditions, which not only completely reset the O isotope composition of quartz, but also partly modified the O isotope composition of zircon. The low  $\delta^{18}\text{O}$  values of zircon in some samples may be partly acquired from the low  $\delta^{18}\text{O}$  hydrothermal fluid. The anomalously low  $\delta^{18}\text{O}$  values of  $-2.88\text{‰}$  to  $-7.67\text{‰}$  for quartz indicate that the hydrothermal fluid may be derived from the meteoric water of a cold paleoclimate. Therefore, the formation of low  $\delta^{18}\text{O}$  granite during the mid-Neoproterozoic at Xinkailing is correlated with rifting magmatism and the snowball earth event.

**Key words:** Xinkailing; zircon; O isotope; U-Pb age; hydrothermal alteration; rift tectonics.

大别—苏鲁造山带是目前世界上规模最大、出露最完整的超高压变质带,是研究大陆板块深俯冲和超高压变质作用的理想地区之一.对这些超高压变质岩石系统的稳定同位素研究为它们的原岩性质、变质作用的温度条件、流体来源、流体作用的时间和规模、超高压变质作用的地球动力学过程及超高压变质过程中的壳幔相互作用等方面提供了重要的地球化学制约(Yui *et al.*, 1995; Baker *et al.*, 1997; Zheng *et al.*, 1996, 1998, 1999, 2003a, 2003b, 2004; Rumble *et al.*, 1998, 2000, 2002).已有研究表明,这些超高压变质岩都不同程度地亏损 $^{18}\text{O}$ ,且部分榴辉岩中出现极端低的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和 $\delta\text{D}$ 值,指示这些超高压岩石的原岩与大气降水之间发生过高温热液蚀变作用,且推测这一高温热液蚀变作用发生在超高压变质作用之前(Rumble *et al.*, 1998; Zheng *et al.*, 1998; 2003a).对低 $\delta^{18}\text{O}$ 值超高压岩石中的锆石进行内部结构分析、氧同位素组成测定和U-Pb定年结果表明,这些低 $\delta^{18}\text{O}$ 值超高压岩石继承了其原岩亏损 $^{18}\text{O}$ 的特征;这些亏损 $^{18}\text{O}$ 的原岩的形成与Rodinia超大陆裂解有关的裂谷岩浆活动有关,并对应于新元古代全球性的雪球地球事件(Rumble *et al.*, 2002; Zheng, 2003; Zheng *et al.*, 2003a, 2003b, 2004).但是,由于大别—苏鲁造山带中不同类型的变质岩在扬子板块俯冲和折返过程中经历了复杂的变质演化及碰撞后燕山期岩浆热事件的叠加和改造,其中的锆石可能经历了复杂的变质重结晶和变质增生作用等.这些过程对锆石U-Pb年龄和氧同位素组成可能产生不同程度的影响,同时对热液蚀变作用时间的确定不是直接测定蚀变矿物颗粒或区域,导致对这些超高压岩石原岩形成及 $^{18}\text{O}$ 亏损事件时间的准确测定带来了困难,进而限制了对其成因机制的认识.

大别山北麓的北淮阳带主要由浅变质的岩浆杂岩和变沉积岩组成(Hacker *et al.*, 1998, 2000;

Faure *et al.*, 1999; 马文璞等, 2001; 周建波等, 2001, 2002; Jiang *et al.*, 2003).这些浅变质岩石的变质程度主要为绿片岩相,局部可达低角闪岩相.越来越多的地质地球化学证据表明其在构造属性上属于扬子板块北缘,为扬子板块俯冲过程中形成的构造加积楔的一部分(周建波等, 2001; 谢智等, 2002; Chen *et al.*, 2003; 吴元保等, 2004; Zheng *et al.*, 2004, 2005).由于受印支期超高压变质作用和燕山期岩浆热事件的影响不明显,它们成为研究扬子板块周边新元古代岩石的形成时间和构造背景以及热液蚀变事件的时间和成因机制的理想对象.但是,相对于超高压变质岩而言,目前对该浅变质带的研究还比较薄弱,在地球化学方面仅有少量区域内的锆石U-Pb年代学和同位素地球化学研究成果的报道(Hacker *et al.*, 1998, 2000; 马文璞等, 2001; 谢智等, 2002; Chen *et al.*, 2003; 吴元保等, 2004; Zheng *et al.*, 2004, 2005),缺少对典型地区的系统剖析,难以对这些新元古代岩浆岩的形成和演化历史进行更加准确的地球化学制约.本文对北淮阳浅变质带中新开岭地区沿公路新开的剖面进行了系统的激光氟化法(LF)氧同位素分析,并对部分样品进行了锆石阴极发光(CL)显微结构观察,在此基础上进行SHRIMP锆石微区U-Pb定年.根据这些结果,试图对这一地区新元古代岩浆岩的形成和 $^{18}\text{O}$ 亏损事件的确切时间及其成因机制提供进一步的制约.

## 1 区域地质背景

大别造山带从南到北可以划分出5个岩石构造单元,分别为:宿松高压低温蓝片岩/绿片岩变质杂岩带、南大别超高压低温榴辉岩相变质带、中大别超高压中温榴辉岩相变质带、北大别超高压高温角闪

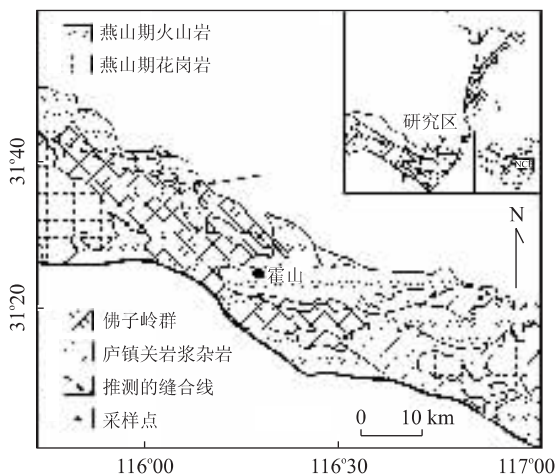


图 1 北淮阳地区地质简图

Fig. 1 Sketch geological map of the Beihuaiyang zone

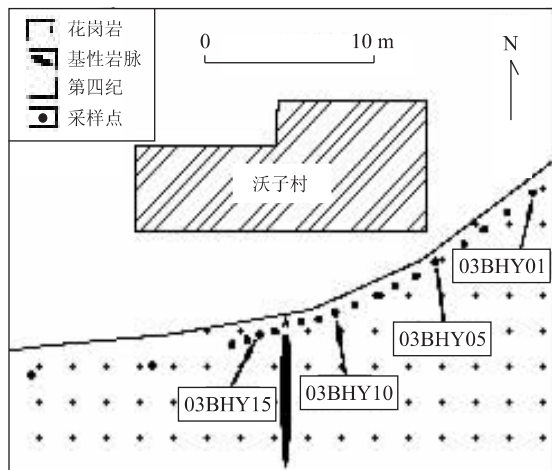


图 2 新开岭地区地质图及采样点位置

Fig. 2 Geological map and sample locations of Xinkailing

岩/麻粒岩相变质带和北淮阳低温低压浅变质带 (Zheng *et al.*, 2003a, 2005). 北淮阳构造带位于大别造山带的最北端, 其南以晓天—磨子潭断裂为界与北大别相邻(图 1). 其主要由两套岩系构成: 下部为经历了变质变形的佛子岭群和梅山群; 上部为侏罗—早白垩纪的磨拉石和陆相火山岩建造, 上下两套岩系之间呈不整合接触. 佛子岭群为变泥质岩及变泥砂岩, 仅经历了绿片岩相变质, 典型的矿物组合为绿泥石—绿帘石—白云母—黑云母, 主要的岩石类型为板岩、千枚岩、片岩、大理岩和石英岩等. 梅山群为一套含煤的浅变质岩系, 是浅海或滨海向陆相过渡的含煤建造. 其中庐镇关杂岩为下伏于佛子岭群的变质变形侵入体, 主要包括片麻状花岗岩和中基性岩石(斜长角闪岩、闪长岩和辉长岩等). 这套岩石主要经历了绿片岩相变质作用, 局部达到低角闪岩相, 且部分地区糜棱岩化动力变形特征明显.

## 2 样品及分析方法

新开岭地区位于庐镇关岩浆杂岩的东北角(图 1), 主要为浅变质弱片麻状花岗岩. 本文研究样品采自舒城到晓天公路上的新开岭剖面, 除 03BHY13 采自一基性岩墙外, 其余样品均为弱片麻状花岗岩(图 2), 主要矿物组成为: 石英+斜长石+钾长石±黑云母±白云母±石榴石±绿帘石, 副矿物为锆石、磷灰石和磁铁矿等. 样品破碎到自然粒度, 经摇床、淘洗、电磁分选及重液分选等步骤后分离出单矿物, 在双目镜下挑纯, 用于年龄测定和氧同

位素分析.

在双目镜下选择透明、无裂隙且有代表性的锆石颗粒, 将待测的锆石颗粒制成环氧树脂样品座, 磨至锆石颗粒中心部位后抛光, 抛光的样品进行 CL 显微结构观察, 在此基础上选择合适的锆石颗粒和/或区域进行 U-Pb 年龄测定. 锆石的 CL 显微结构分析在中国地质科学院矿产资源研究所 JEOL JXA-8900RL 型电子探针上完成. 锆石的 U-Pb 年龄在中国地质科学院北京离子探针 SHRIMP II 上测定. 锆石 SHRIMP 年龄测定的方法和原理与 Compston *et al.* (1992) 和 Williams (1998) 类似. 样品测试之前测定标准锆石 SL13 用来标定待测样品的 U、Th 和 Pb 的含量, 每测定 4 个样品点之后测定一个标准锆石 TEM (417 Ma) 点, 用来进行不同元素间同位素分馏校正. 利用实测的  $^{204}\text{Pb}$  含量来进行普通 Pb 校正. 单个数据点的误差均为  $1\sigma$ , 样品年龄加权平均值的误差为  $2\sigma$ . 数据处理采用 Ludwig (2001) 的 ISOPLOT 程序.

单矿物的氧同位素分析采用激光氟化法 (Zheng *et al.*, 2002; 龚冰和郑永飞, 2003), 在中国科学技术大学化学地球动力学实验室进行. 所用激光器为一 25 W 的  $\text{CO}_2$  激光发射器 MIR-10. 将约 1.0~2.0 mg 的单矿物颗粒与  $\text{BF}_5$  反应, 得到的  $\text{O}_2$  直接引入 Delta+ 型质谱中进行氧同位素比值测定, 结果以  $\delta^{18}\text{O}$  相对于 VSMOW 标准报道, 全流程日常分析误差优于  $\pm 0.1\text{‰}$ . 分析过程中 3 个标准物质分别为: (1) 石榴石 UWG-2,  $\delta^{18}\text{O} = 5.8\text{‰} \pm 0.1\text{‰}$ ; (2) 石英 GBW04409,  $\delta^{18}\text{O} = 11.11\text{‰} \pm 0.1\text{‰}$ ; (3) 锆石 91500,  $\delta^{18}\text{O} = 10.0\text{‰} \pm 0.1\text{‰}$ .

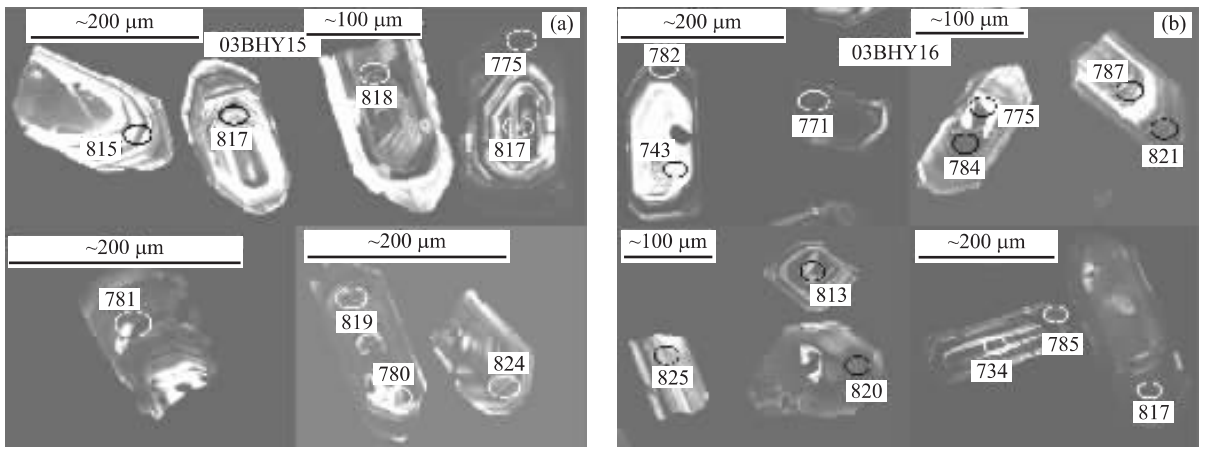


图 3 03BHY15 和 03BHY16 中典型锆石 CL 图像

Fig. 3 Typical CL images of zircons with  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ages for granite samples 03BHY15 and 03BHY16 at Xinkailing in the Beihuaiyang zone

## 3 结果

### 3.1 锆石 U-Pb 年龄结果

本文对新开岭地区 2 个片麻状花岗岩样品 03BHY15 和 03BHY16 进行了锆石 U-Pb 定年。2 个样品中的锆石为半自形到自形，锆石颗粒长度为  $80\sim 250\ \mu\text{m}$ ，长宽比为  $1.5:1\sim 2.5:1$ 。样品 03BHY15 中的大多数锆石具有清楚的振荡环带，为典型的岩浆锆石(图 2)。部分锆石颗粒的边部有窄的无分带或弱分带的边，为热液蚀变锆石的特征(图 2)(Geisler *et al.*, 2003; Kempe *et al.*, 2004; Hoskin, 2005; Rayner *et al.*, 2005)。03BHY16 中的锆石同样具有振荡环带(图 2)，但是大部分颗粒中心的初始岩浆环带被扰动(图 2)，指示这些锆石为岩浆锆石，受到了较强的后期热液蚀变的改造。部分锆石有继承的岩浆核。

对样品 03BHY15 中的 9 颗锆石进行了 11 个点年龄测定，结果列于表 1 及图 3a。这些分析点的 Th 和 U 含量的变化范围分别为  $(117\sim 2\ 174)\times 10^{-6}$  和  $(163\sim 1\ 177)\times 10^{-6}$ ，对应的 Th/U 比值为  $0.55\sim 1.91$ 。8 个分析点位于岩浆环带清楚的锆石区域， $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄为  $(815\pm 13)\sim (824\pm 12)\text{Ma}$ ，加权平均结果为  $(820\pm 4)\text{Ma}$ (MSWD=0.45)，与这些点拟合的交点年龄  $(821\pm 4)\text{Ma}$  在误差范围内一致。所以该样品  $(820\pm 4)\text{Ma}$  的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄加权平均结果应代表了花岗岩形成年龄。分析点 1.1 和 6.1 位于锆石的边部无环带结构的区域，而分析点 4.1 则位于锆石颗粒中的裂隙附近，这些区域为典型的热

液蚀变区域或易受热液蚀变影响的区域，它们都给出了相对较年轻且一致的 U-Pb 年龄值， $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄分别为  $(775\pm 11)\text{Ma}$ 、 $(781\pm 11)\text{Ma}$  和  $(780\pm 11)\text{Ma}$ 。这 3 个分析点  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄加权平均结果为  $(779\pm 6)\text{Ma}$ (MSWD=0.3)，对应的与一致线的交点年龄为  $(777\pm 9)\text{Ma}$ (MSWD=0.33)，这一年龄结果代表了热液蚀变作用发生的时间。

对样品 03BHY16 中的 9 颗锆石进行了 13 个点的年龄测定，结果列于表 2 及图 3b。所有分析点具有较一致的 Th、U 含量和 Th/U 比值，分别为  $(172\sim 669)\times 10^{-6}$ 、 $(165\sim 738)\times 10^{-6}$  和  $0.60\sim 1.33$ 。这 13 个分析点的年龄具有一定的变化范围， $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄从  $(734\pm 11)\text{Ma}$  变化到  $(825\pm 13)\text{Ma}$ (图 3b)。2 个年龄最小值的点位于锆石的继承核中，且明显小于边部岩浆锆石的年龄(图 2)，这可能是由于核部继承锆石形成年龄较老，受放射性衰变引起的蜕晶质化作用更强，在后期的地质作用过程中更易受到扰动而使其年龄重置，从而给出了比边部岩浆锆石更年轻的年龄结果(Vavra *et al.*, 1999)。5 个位于具有典型岩浆环带锆石区域分析点的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄加权平均结果为  $(819\pm 5)\text{Ma}$ (MSWD=0.46)，该结果代表了该花岗岩的侵位年龄。其余 6 个分析点位于热液蚀变锆石区域，其  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄为  $(771\pm 11)\sim (787\pm 12)\text{Ma}$ ，加权平均结果为  $(781\pm 5)\text{Ma}$ (MSWD=1.17)，这一年龄结果代表了该样品的热液蚀变作用时间。

### 3.2 氧同位素结果

北淮阳新开岭剖面 19 个样品中的锆石、石英、



表 2 北淮阳新开岭地区岩浆岩单矿物氧同位素组成及矿物对温度

Table 1 O isotope composition and temperature of mineral couple for granites at Xinkailing in the Beihuaiyang zone

代号	单矿物	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	矿物对	$\Delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	T/°C	代号	单矿物	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	矿物对	$\Delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	T/°C
01	石英	-5.64				10	磁铁矿	-14.98	石英—磁铁矿	8.43	565
01	斜长石	-7.08	石英—斜长石	1.44	655	10	锆石	2.40			
01	钾长石	-7.94	石英—钾长石	2.3	330	11	石英	-4.31			
01	锆石	4.04				11	斜长石	-6.05	石英—斜长石	1.74	555
01	石英	-2.88				11	钾长石	-6.11	石英—钾长石	1.80	440
01	斜长石	-4.94	石英—斜长石	2.06	470	11	磁铁矿	-11.02	石英—磁铁矿	6.71	680
01	钾长石	-5.24	石英—钾长石	2.36	320	11	锆石	3.64			
01	石榴石	-5.97	石英—石榴石	3.09	750	12	斜长石	-9.94	石英—斜长石	1.29	715
01	锆石	3.31				12	磁铁矿	-14.50	石英—磁铁矿	5.85	755
03	斜长石	-4.01				12	锆石	2.69			
03	钾长石	-4.22				13	黑云母	-12.78			
03	磁铁矿	-11.68				13	磁铁矿	-12.04	黑云母—磁铁矿	-0.74	
03	锆石	3.86				14	石英	-6.88			
04	石英	-4.48				14	斜长石	-8.60	石英—斜长石	1.72	560
04	斜长石	-6.12	石英—斜长石	1.64	585	14	钾长石	-9.69	石英—钾长石	2.81	255
04	钾长石	-6.91	石英—钾长石	2.43	310	14	磁铁矿	-12.94	石英—磁铁矿	6.06	735
04	黑云母	-8.52	石英—黑云母	4.04	560	14	锆石	4.17			
04	白云母	-8.57	石英—白云母	4.09	375	15	石英	-4.85			
04	磁铁矿	-10.00	石英—磁铁矿	5.52	785	15	斜长石	-5.56	石英—斜长石	0.71	
04	锆石	3.56				15	钾长石	-6.87	石英—钾长石	2.02	385
05	斜长石	-10.34				15	黑云母	-9.88	石英—黑云母	5.03	455
05	钾长石	-11.20				15	锆石	5.78			
05	磁铁矿	-15.60				16	石英	-4.20			
05	锆石	3.25				16	斜长石	-5.88	石英—斜长石	1.68	570
06	斜长石	-9.30				16	钾长石	-6.14	石英—钾长石	1.94	405
06	钾长石	-8.23				16	黑云母	-8.60	石英—黑云母	4.40	515
06	磁铁矿	-14.89				16	白云母	-7.36	石英—白云母	3.16	495
06	锆石	3.52				16	磁铁矿	-9.79	石英—磁铁矿	5.59	780
07	黑云母	-12.43				16	锆石	1.90			
07	斜长石	-9.39	黑云母—斜长石	-3.04	435	17	石英	-5.27			
07	钾长石	-10.23	黑云母—钾长石	-2.2	655	17	斜长石	-5.82	石英—斜长石	0.55	
07	磁铁矿	-15.33	黑云母—磁铁矿	2.90	780	17	钾长石	-6.86	石英—钾长石	1.59	500
07	锆石	3.43				17	磁铁矿	-14.11	石英—磁铁矿	8.84	540
08	斜长石	-11.40				17	锆石	3.57			
08	钾长石	-11.57				18	石英	-7.67			
08	磁铁矿	-18.03				18	斜长石	-9.60	石英—斜长石	1.93	500
08	锆石	3.64				18	钾长石	-9.98	石英—钾长石	2.31	330
09	斜长石	-9.28				18	磁铁矿	-11.44	石英—磁铁矿	3.77	
09	钾长石	-9.60				18	锆石	3.39			
09	磁铁矿	-17.35				19	石英	-4.42			
09	锆石	3.81				19	斜长石	-6.09	石英—斜长石	1.67	575
10	石英	-6.55				19	钾长石	-6.82	石英—钾长石	2.40	315
10	斜长石	-6.57	石英—斜长石	0.02		19	石榴石	-8.70	石英—石榴石	4.28	575
10	钾长石	-7.83	石英—钾长石	1.28	610	19	绿帘石	-9.05	石英—绿帘石	4.63	560
10	黑云母	-11.87	石英—黑云母	5.32	430	19	锆石	3.02			

代号 01—19 表示样品号 03BHY01—03BHY19.

长石、黑云母、白云母、磁铁矿、石榴石和绿帘石等单矿物的氧同位素分析结果列于表 2. 其中锆石  $\delta^{18}\text{O}$  值的变化范围为 1.90‰~5.78‰, 落入大别地体榴辉岩和花岗岩麻岩中锆石氧同位素的变化范围

4.3‰~8.5‰之中 (Zheng *et al.*, 2004). 除样品 03BHY15 中的锆石具有较高的  $\delta^{18}\text{O}$  值 5.78‰, 其他样品的锆石明显小于典型地幔锆石的  $\delta^{18}\text{O}$  值 5.3‰±0.3‰ (Valley *et al.*, 1998). 其余矿物均给



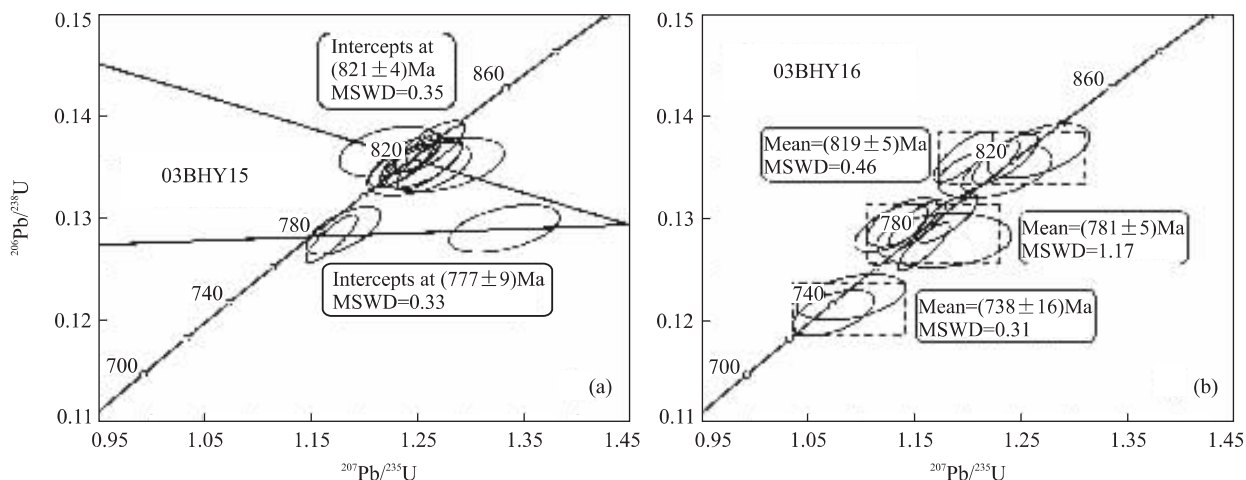


图 4 新开岭花岗岩 03BHY15 和 03BHY16 锆石 U-Pb 一致曲线图

Fig. 4 Concordia diagrams of zircon U-Pb ages for granite samples 03BHY15 and 03BHY16 at Xinkailing in the Beihuaiyang zone

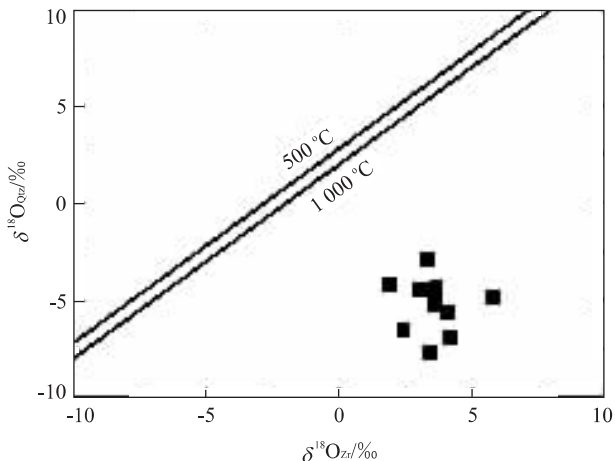


图 5 新开岭地区岩浆岩锆石和石英氧之间氧同位素分馏与锆石  $\delta^{18}\text{O}$  值

Fig. 5 Plot of O isotope composition of quartz vs. oxygen isotope composition of zircon for granites at Xinkailing in the Beihuaiyang zone

出了异常低的  $\delta^{18}\text{O}$  值,其中石英为  $-2.88\text{‰} \sim -7.67\text{‰}$ ,斜长石为  $-4.01\text{‰} \sim -11.40\text{‰}$ ,钾长石为  $-4.22\text{‰} \sim -11.57\text{‰}$ ,黑云母为  $8.60\text{‰} \sim -12.43\text{‰}$ ,白云母为  $-7.36\text{‰} \sim -13.15\text{‰}$ ,磁铁矿为  $9.79\text{‰} \sim -18.03\text{‰}$ ,石榴石为  $-5.97\text{‰} \sim -8.70\text{‰}$ .石英与锆石之间氧同位素的分馏值的变化范围为  $6.10\text{‰} \sim -11.37\text{‰}$ ,显著低于石英与锆石在岩浆温度下的平衡分馏值(800 °C 时,  $\Delta_{\text{石英-锆石}} = 2.6\text{‰}$ ) (Zheng, 1993a; Valley *et al.*, 1994, 2003) (表 2,图 4).这指示相对于锆石而言,石英的氧同位素组成受到了强烈的后期高温热液蚀变

作用的影响.在石英与其他矿物之间的  $\delta-\delta$  图解中(图 5),大多数样品中的矿物与石英之间表现出氧同位素平衡分馏的特征,石英与其他矿物的氧同位素平衡温度为  $300 \sim 750\text{ °C}$  (表 2),说明石英和其他矿物在热液蚀变过程中达到了氧同位素交换再平衡.少数样品的斜长石和磁铁矿相对于石英具有较高的氧同位素组成(表 2,图 5),表明这些样品的斜长石和磁铁矿受到了后期低温热液蚀变的影响.

基性岩墙样品 03BHY13 中,仅挑出足够量的黑云母和磁铁矿进行氧同位素分析,它们的  $\delta^{18}\text{O}$  值分别为  $-12.78\text{‰}$  和  $-12.40\text{‰}$ .它们之间的氧同位素分馏明显偏离了平衡分馏,表明该样品受到了明显的后期地质事件的扰动,其低  $\delta^{18}\text{O}$  值可能是由于高温条件下这些矿物与低  $\delta^{18}\text{O}$  值流体发生氧同位素交换的结果.

## 4 讨论

### 4.1 岩浆岩形成的构造背景

对新开岭地区 2 个花岗岩样品(03BHY15, 03BHY16)中的锆石进行详细的 CL 显微结构分析和 SHRIMP 法 U-Pb 微区定年结果显示,这 2 个样品中具有原始岩浆环带区域锆石分别给出了  $(820 \pm 4)\text{ Ma}$  (MSWD=0.45) 和  $(819 \pm 5)\text{ Ma}$  (MSWD=0.46) 的年龄,它们在误差范围内完全一致,所以该地区花岗岩的形成年龄约为 820 Ma. Li *et al.* (1999, 2003) 根据已有的同位素年龄结果认为,扬

子板块周边新元古代岩浆岩是与 Rodinia 超大陆裂解有关的地幔超柱活动和裂谷岩浆作用的产物,约 830~795 Ma 和约 780~745 Ma 左右的岩浆活动分别对应这一裂解事件的 2 次主活动期. 其中第一期岩浆活动开始于裂谷作用之前,持续到裂谷作用开始,而第二期岩浆活动则形成于典型裂谷构造背景 (Li *et al.*, 2003). 所以新开岭地区花岗岩的形成对应于裂谷作用开始或之前的约 830~795 Ma 的地幔超柱岩浆活动,而北淮阳地区广泛存在的 720~780 Ma 的双峰式岩浆活动则与约 750~780 Ma 的同裂谷岩浆活动有关. 扬子板块北缘大别—苏鲁超高压变质带中不同类型变质火成岩原岩的岩浆结晶年龄范围可达 600~800 Ma (Ames *et al.*, 1996; Rowley *et al.*, 1997; Hacker *et al.*, 1998, 2000; Ayers *et al.*, 2002; Grimmer *et al.*, 2003; Zheng *et al.*, 2003a, 2004), 但主要集中在 700~800 Ma, 峰值为 (750±20) Ma (Zheng *et al.*, 2003a); 在约 820 Ma 处同样有较多的年龄数据, 说明在约 750 Ma 该地区岩浆活动表现最为强烈, 但约 820 Ma 时同样有较强烈的岩浆活动. 结合北淮阳地区浅变质岩浆岩的年龄特征, 我们认为扬子板块北缘的新元古代岩浆岩可能分别形成于前裂谷约 830~795 Ma 和同裂谷约 750~780 Ma 的岩浆作用. 前裂谷阶段的年龄值较少, 可能是扬子板块北缘在约 830~795 Ma 时的岩浆活动较弱, 或在约 830~795 Ma 时形成的岩浆岩在约 750~780 Ma 时发生了大规模的重熔和改造. 这也再次从年代学的角度证明北淮阳浅变质带在构造属性上属于扬子板块. 扬子板块与华北板块之间的构造缝合线在大别造山带应该位于北淮阳浅变质带之下或以北.

#### 4.2 热液蚀变作用的时间

如何准确测定热液蚀变作用时间是同位素年代学的难点之一. 选择从蚀变流体中结晶的矿物 (Jemielita *et al.*, 1990; Robb *et al.*, 1992) 或热液蚀变作用完全改造的矿物 (Nevle *et al.*, 1994; Blattner *et al.*, 1997) 进行年龄测定, 可以很好地确定热液蚀变作用的时间. 但是, 从蚀变热液中结晶的且能用于年龄测定的矿物种类较少 (Jemielita *et al.*, 1990; Robb *et al.*, 1992), 蚀变作用对矿物的改造常常不完全 (Nevle *et al.*, 1994; Brandriss *et al.*, 1995). 最近研究表明, 在热液蚀变过程中有热液锆石的形成, 这些锆石直接从流体中结晶或被热液流体不同程度地改造 (Geisler *et al.*, 2003; 吴元保等,

2004; Kempe *et al.*, 2004; Hoskin *et al.*, 2005; Rayner *et al.*, 2005). 利用高分辨率的离子探针 (SIMS) 或激光剥蚀等离子体质谱对这些热液锆石区域和/或颗粒进行 U-Pb 定年, 可以对热液蚀变作用提供准确的年代学制约.

样品 03BHY15 和 03BHY16 的锆石中都有部分颗粒受到了明显后期热液蚀变作用的影响. 对这些热液蚀变作用改造的锆石颗粒和/或区域进行定年应该可以很好地确定该地区热液蚀变作用发生的时间. 样品 03BHY15 中 3 个位于热液蚀变锆石区域上的分析点 (1.1, 4.1 和 6.1) 给出了 (779±6) Ma 的年龄结果. 03BHY16 中 6 个位于热液蚀变锆石区域的分析点也给出了类似的年龄结果, 其  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄加权平均结果为 (781±5) Ma (MSWD=1.17). 这些分析点较为一致的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄和加权平均较小的 MSWD (0.42) 指示, 这一年龄结果具有明确的地质意义, 而不是部分被改造的锆石区域的年龄特征 (Vavra *et al.*, 1996). 由于这些分析点都位于热液蚀变锆石区域, 所以我们认为这些锆石区域在热液蚀变过程中其 U-Pb 体系被完全再造, 它们的年龄结果指示了寄主岩石发生热液蚀变作用的时间. 因此, 新开岭地区花岗岩发生热液蚀变作用的时间为 (780±4) Ma. 这一热液蚀变作用发生的年龄比该花岗岩侵位时间晚了约 40 Ma, 说明这一热液蚀变作用与花岗岩岩浆侵位事件无关. 这一热液蚀变作用的时间与扬子板块北缘约 780~745 Ma 广泛的同裂谷岩浆事件时间 (Zheng *et al.*, 2004) 一致. 由于裂谷构造带是热液蚀变的有利场所 (Taylor, 1977, 1986; Taylor and Sheppard, 1986), 所以约 830~795 Ma 前裂谷阶段形成的岩浆岩在约 780 Ma 的早期同裂谷岩浆作用过程中, 遭受了较强的高温大气降水热液蚀变, 形成蚀变岩石. 这些蚀变岩石在晚期同裂谷岩浆作用过程中局部重熔, 就会形成低  $\delta^{18}\text{O}$  值岩浆 (Zheng *et al.*, 2004). 这些结果说明, 该地区的热液蚀变与裂谷岩浆作用在时间上有明显的对应关系. 而 03BHY16 中位于蚀变的残留核的分析点则给出了更年轻的年龄结果 ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄为 (722±10) Ma 和 (732±11) Ma), 表明该样品在经历约 780 Ma 的热液蚀变作用后可能又经历了一次热液蚀变作用, 这也与矿物氧同位素分析结果一致.

#### 4.3 岩浆岩氧同位素特征

新开岭剖面花岗岩样品的氧同位素分析结果 (表 2, 图 4, 5, 6) 表明, 相对于锆石而言石英等其他



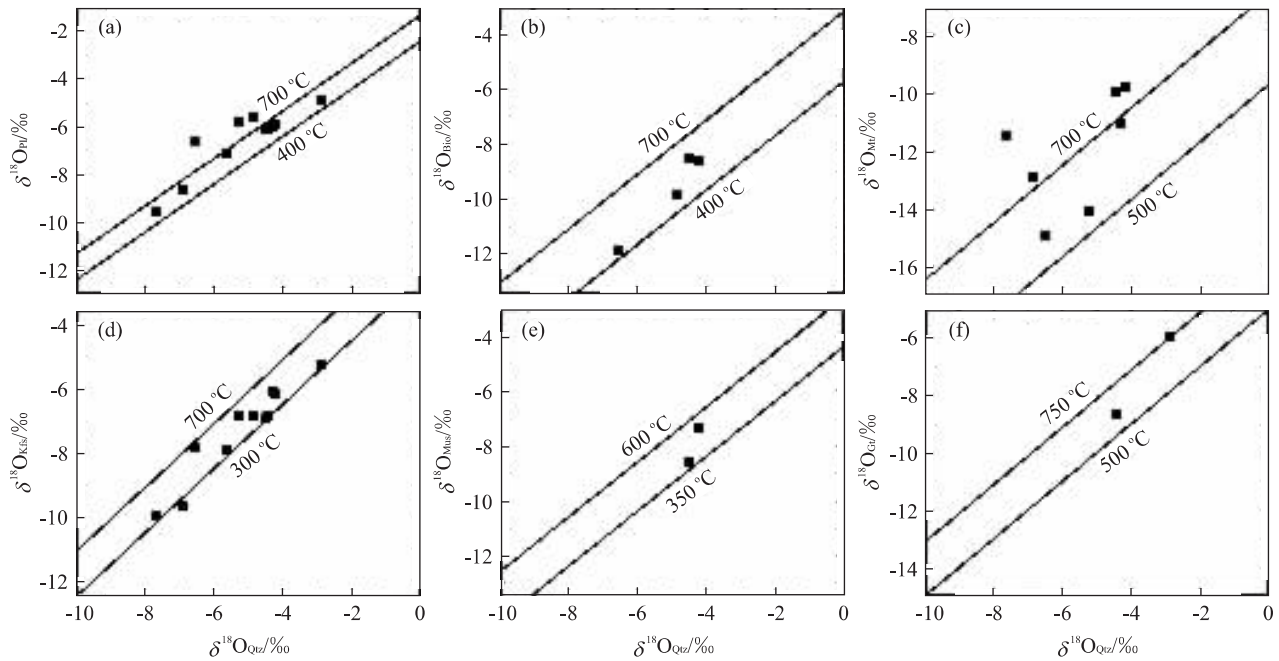


图 6 新开岭岩浆岩石英与其他矿物 δ-δ 图解

Fig. 6 δ-δ plot of oxygen isotope compositions for quartz and other minerals for granite at Xinkailing

矿物对氧同位素分馏方程据 Zheng(1993a, 1993b, 1995)

矿物的氧同位素组成受到了强烈的后期热液蚀变作用的影响,且达到了矿物间氧同位素的再平衡.这些矿物的氧同位素组成显然不能代表其从岩浆中结晶的初始氧同位素组成.由于锆石具有极高的矿物稳定性,且 O 扩散速率极低 (Watson and Cherniak, 1997; Zheng and Fu, 1998),即使经历亚固相高温热液蚀变和麻粒岩相高级变质作用的影响,锆石仍然能够保存其初始氧同位素特征 (Valley, 2003; Zheng *et al.*, 2004),所以锆石的氧同位素组成通常被用来指示寄主岩石的初始氧同位素组成 (Valley *et al.*, 1994; Gillam and Valley, 1997; King *et al.*, 1998; O’Conner and Morrison, 1999; King and Valley, 2001; Wei *et al.*, 2002; Zheng, 2003; Zheng *et al.*, 2003a, 2003b, 2004).已有研究表明,锆石在热液蚀变过程中氧同位素的保存能力取决于蚀变作用的温度和时间.在无水干燥条件下,锆石的氧同位素组成很难被改变;但是在超固相条件下的高温热液蚀变过程中,锆石的氧同位素组成可以发生再造 (Watson and Cherniak 1997; Zheng *et al.*, 2004).那么,北淮阳新开岭地区花岗岩中锆石的 δ<sup>18</sup>O 值 (1.90‰~5.78‰) 反映的是其初始岩浆的氧同位素特征,还是后期超固相热液蚀变的结果呢?

如果锆石是从低 δ<sup>18</sup>O 值岩浆中结晶,那么锆石

会具有清楚的原始岩浆环带,没有或少有后期热液蚀变或变质作用引起的扰动结构区域(如斑杂状分带区域、弱分带或如分带区域等).其他矿物同样具有低的 δ<sup>18</sup>O 值,且锆石与其他矿物之间存在氧同位素平衡.如果低 δ<sup>18</sup>O 值锆石是在超固相条件下的高温热液蚀变过程中形成,锆石就会出现超固相热液蚀变作用引起的扰动结构.由于锆石与其他矿物之间在氧扩散能力存在显著差异 (Zheng and Fu, 1998),锆石的氧同位素组成可能被部分改造,而其他矿物的氧同位素组成被彻底改造,导致锆石和其他矿物(如石英)之间出现显著的氧同位素不平衡,且锆石的 δ<sup>18</sup>O 值会出现较大的变化范围.

新开岭剖面样品中石英与锆石之间具有异常负的氧同位素分馏值(-6.10‰~-11.06‰)表明,该地区样品经历了强烈的高温热液蚀变作用.蚀变过程中有大量低 δ<sup>18</sup>O 值流体加入,从而大大降低了相对易受热液蚀变影响的石英的 δ<sup>18</sup>O 值,导致石英与锆石之间出现氧同位素的不平衡.石英与其他矿物之间的氧同位素平衡分馏温度为 300~750 °C 表明,该地区热液蚀变作用的最高温度可能超过了正常亚固相条件下的热液蚀变温度(一般小于 600 °C).石榴石是常见造岩矿物中稳定性最好和氧扩散速率最慢的矿物之一 (Fortier and Giletti, 1989; Zheng

and Fu, 1998), 正常的热液蚀变很难改变其氧同位素组成 (King and Valley, 2001; Lackey *et al.*, 2002; Valley *et al.*, 1994, 2003). 但是该地区样品中石榴石的氧同位素组成与强烈蚀变矿物石英之间达到了高温氧同位素平衡(表 2, 图 5), 同样指示这种热液蚀变作用发生在超固相条件下. 这种高温超固相条件下的热液蚀变作用能够对锆石的氧同位素组成产生明显的影响 (Zheng *et al.*, 2004). 该地区所有样品锆石的  $\delta^{18}\text{O}$  值变化范围为 1.90‰ ~ 5.78‰, 其中样品 03BHY15 中锆石具有最高的  $\delta^{18}\text{O}$  值 5.78‰, 略高于正常地幔锆石的  $\delta^{18}\text{O}$  值 5.3‰ ± 0.3‰ (Valley *et al.*, 1998). 样品 03BHY16 中的锆石具有最低的  $\delta^{18}\text{O}$  值, 为 1.90‰. 锆石的 CL 图像显示(图 2), 样品 03BHY15 中的大部分锆石颗粒具有清楚的岩浆环带, 只有少数颗粒的边部受到了热液蚀变作用的影响. 而样品 03BHY16 中大部分锆石颗粒中出现了扰动结构, 表明它们受到了更为强烈的热液蚀变作用的影响. 所以, 不同样品锆石  $\delta^{18}\text{O}$  值的变化可能反映了它们受不同程度超固相热液蚀变作用的影响, 而非寄主岩石初始氧同位素组成的不均一性. CL 图像显示, 样品 03BHY15 中的锆石基本保持了初始岩浆环带, 受热液蚀变影响最小, 其最高的氧同位素组成同样证明了这一点. 因此, 该样品锆石的  $\delta^{18}\text{O}$  值 5.78‰ 最接近该地区岩浆岩的初始氧同位素组成. 综上所述, 该地区大多数样品锆石的低  $\delta^{18}\text{O}$  值既可能来自低  $\delta^{18}\text{O}$  值岩浆, 也可能是超固相热液蚀变作用影响的结果, 有待于进一步研究.

表 2 和图 5、图 6 显示, 新开岭地区样品中石英和其他单矿物之间大部分表现出平衡分馏的特征, 但部分样品的斜长石和磁铁矿具有相对较高的  $\delta^{18}\text{O}$  值, 指示这些样品受到高温超固相热液蚀变后, 还受到了低温热液蚀变作用的影响, 这一蚀变过程仅影响了这些样品中的磁铁矿和斜长石的氧同位素组成.

#### 4.4 超固相热液蚀变的机制和流体来源

北淮阳新开岭地区花岗岩形成以后经历的超固相热液蚀变作用明显不同于通常发生的亚固相条件下的热液蚀变作用(温度一般低于 600 °C), 要求热液蚀变作用发生时有异常高的温度条件. 对样品 03BHY15 和 03BHY16 中的锆石进行 CL 显微结构分析和微区 SHRIMP 法 U-Pb 定年结果表明, 北淮阳新开岭地区样品发生超固相热液蚀变的时间为约 780 Ma. 同时, 在这一时间北淮阳地区有大规模的

双峰式岩浆活动 (Hacker *et al.* 1998, 2000; 马文璞等, 2001; 谢智等, 2002; Chen *et al.*, 2003; 吴元保等, 2004; Zheng *et al.*, 2004), 且与 Rodinia 超大陆裂解有关的约 750~780 Ma 的裂谷岩浆活动相对应 (Li *et al.*, 2003). 在这一时期地幔柱上侵产生大规模裂谷构造带, 软流圈或新生亏损型岩石圈发生部分熔融底侵引起上覆下地壳物质熔融, 分别产生基性和酸性岩浆沿裂谷构造带侵位. 在大规模裂谷岩浆活动期间, 裂谷构造带不但是热液蚀变的有利场所 (Taylor, 1977, 1986), 而且是高温岩浆侵位的可能通道, 从而导致沿裂谷带侵位或在裂谷构造带周围的岩石发生超固相高温热液蚀变, 形成高度  $^{18}\text{O}$  亏损的蚀变岩石. 随着裂谷岩浆活动的进一步加强, 这些蚀变岩石在裂谷构造带塌陷重熔能够出现, 从而产生低  $\delta^{18}\text{O}$  岩浆 (Zheng *et al.*, 2004). 所以, 新开岭地区弱片麻状花岗岩的形成和后期的超固相热液蚀变作用可能分别对应于 Rodinia 超大陆裂解有关的约 830~795 Ma 前裂谷岩浆活动和约 750~780 Ma 同裂谷背景下的岩浆活动. 在约 810 Ma 形成的具有正常  $\delta^{18}\text{O}$  值的花岗岩, 在约 770 Ma 的同裂谷岩浆活动期间经历了超固相热液蚀变作用, 不但使石英等其他易受热液蚀变作用影响的矿物的氧同位素组成发生变化, 同时也不同程度地改变了锆石的  $\delta^{18}\text{O}$  值, 形成  $^{18}\text{O}$  亏损的蚀变岩石. 如果裂谷岩浆活动进一步加强, 这类蚀变岩石在裂谷构造带塌陷重熔, 就会形成低  $\delta^{18}\text{O}$  岩浆岩 (Zheng *et al.*, 2004).

新开岭地区花岗岩单矿物氧同位素分析结果表明, 石英与锆石之间氧同位素的分馏值的变化范围为 -6.10‰ ~ -10.06‰, 显著低于石英与锆石在岩浆温度下的平衡分馏值 (800 °C 时,  $\Delta_{\text{石英-锆石}} = 2.6\text{‰}$ ) (Valley *et al.*, 1994, 2003; Zheng, 1993a) (表 2, 图 4), 指示相对于锆石而言, 石英的氧同位素组成受到了强烈的大气降水高温热液蚀变作用的影响. 石英的  $\delta^{18}\text{O}$  值抵达 -7.67‰, 明显低于世界上已报道的花岗岩中石英的最低值 -6.3‰ (Blattner *et al.*, 1997), 指示热液蚀变流体具有异常低的  $\delta^{18}\text{O}$  值, 是高纬度寒冷气候大气降水特征. 大别—苏鲁造山带超高压岩石中多硅白云母的  $\delta\text{D}$  值抵达 -127‰ ~ -100‰, 同样指示大别—苏鲁地区在新元古代出现了寒冷气候 (Rumble and Yui, 1998; Zheng *et al.*, 1998, 1999). 这一热液蚀变作用发生的时间为约 780 Ma, 不但与 Rodinia 超大陆裂解有关的约 750~780 Ma 的裂谷岩浆活动相对应

(Li *et al.*, 2003; Zheng *et al.*, 2004),同时也对应于新元古代扬子板块长安冰期之前的时间(马国干等,1984; Yin *et al.*, 2003; Zhou *et al.*, 2004).在扬子板块北缘与 Rodinia 超大陆裂解有关的裂谷构造环境,成冰纪岩浆侵位时气候寒冷;岩浆启动周围的地下水热液循环,沿裂谷带大量高温岩浆侵位,导致沿裂谷带侵位或在裂谷构造带周围的岩石发生超固相的热液蚀变,形成超固相热液蚀变岩石(Zheng, 2003).因此,新开岭地区亏损 $^{18}\text{O}$ 蚀变岩石的蚀变流体来源应为冰期前寒冷气候大气降水,其形成与 Rodinia 超大陆裂解的裂谷岩浆作用以及雪球地球事件相耦合的高温大气降水热液蚀变有关。

## 5 结论

(1)对北淮阳新开岭地区花岗岩中的锆石进行详细的 CL 显微结构分析和 SHRIMP 法微区 U-Pb 定年结果显示,该地区浅变质岩浆岩形成于约 820 Ma,发生热液蚀变的时间为约 780 Ma。(2)对该地区岩浆岩中的锆石和其他单矿物进行氧同位素分析结果表明,该地区岩浆岩经历了强烈的高温超固相热液蚀变。这一过程不但改变了石英等矿物的氧同位素组成,也不同程度地改变了锆石的氧同位素组成。所以这些样品中低  $\delta^{18}\text{O}$  值锆石不是来自  $\delta^{18}\text{O}$  值岩浆,而是超固相条件下热液蚀变的结果。(3)新开岭地区新元古代花岗质岩石的形成和后期超固相热液蚀变作用分别对应于与 Rodinia 超大陆裂解有关的约 830~795 Ma 前裂谷作用和约 780~745 Ma 同裂谷岩浆作用。蚀变流体来源应为寒冷气候大气降水。(4)新开岭地区亏损 $^{18}\text{O}$ 蚀变岩石的形成与 Rodinia 超大陆裂解、裂谷岩浆作用以及雪球地球事件相耦合的高温大气降水热液蚀变有关。

致谢:SHRIMP 锆石 U-Pb 定年得到中国地质科学院北京离子探针中心王彦斌博士的指导和帮助;锆石 CL 照相得到中国地质科学院周剑雄研究员和陈振宇工程师的指导和帮助;氧同位素分析过程中得到赵彦冰女士的帮助,在此表示衷心的感谢。

## References

Ames, L., Zhou, G. Z., Xiong, B. C., 1996. Geochronology and isotopic character of ultrahigh-pressure metamorphism with implications for collision of the Sino-Korean and Yangtze cratons, central China. *Tectonics*, 15(2):

472-489.

- Ayers, J. C., Dunkle, S., Gao, S., et al., 2002. Constraints on timing of peak and retrograde metamorphism in the Dabie Shan ultrahigh-pressure metamorphic belt, east-central China, using U-Th-Pb dating of zircon and monazite. *Chemical Geology*, 186, 315-331.
- Baker, J., Mathews, A., Matthey, D., et al., 1997. Fluid-rock interactions during ultra-high pressure metamorphism, Dabie Shan, China. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61: 1685-1696.
- Blattner, P., Grindley, G. W., Adams, C. J., 1997. Low  $^{18}\text{O}$  terranes tracking Mesozoic polar climates in the South Pacific. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61: 569-576.
- Brandriss, M. E., Neve, R. J., Bird, D. K., et al., 1995. Imprint of meteoric water on the stable isotope compositions of igneous and secondary minerals, complex, East Greenland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 121: 74-86.
- Chen, D. G., Etienne, D., Cheng, H., et al., 2003. Preliminary study of micro-scale zircon oxygen isotopes for Dabie-Sulu metamorphic rocks: Ion probe in situ analyses. *Chinese Sci. Bull.*, 48(16): 132-139.
- Chen, F. K., Guo, J. H., Jiang, L. L., et al., 2003. Provenance of the Beihuaiyang lower-grade metamorphic zone of the Dabie ultrahigh-pressure collisional orogen, China: Evidence from zircon ages. *J. Asian Earth Sci.*, 22: 343-352.
- Compston, W., Williams, I. S., Kirschvink, J. L., et al., 1992. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. *J. Geol. Soc. London*, 149: 171-184.
- Faure, M., Lin, W., Shu, L., et al., 1999. Tectonics of the Dabieshan (eastern China) and possible exhumation mechanism of ultrahigh-pressure rocks. *Terra Nova*, 11(6): 251-258.
- Fortier, S. M., Giletti, B. J., 1989. An empirical model for predicting diffusion coefficients in silicate minerals. *Science*, 245: 1481-1484.
- Geisler, T., Rashwan, A. A., Rann, M. K., et al., 2003. Low temperature hydrothermal alteration of natural metamict zircons from the Eastern Desert, Egypt. *Mineral. Mag.*, 67: 485-508.
- Gilliam, C. E., Valley, J. W., 1997. Low  $\delta^{18}\text{O}$  magmas, Isle of Skye, Scotland: Evidence from zircons. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61: 4975-4981.
- Gong, B., Zheng, Y. F., 2003. A  $\text{CO}_2$ -laser technique for oxygen isotope analysis of silicates. *Earth Science Frontiers*, 10(2): 279-286 (in Chinese with English abstract).

- Grimmer, J. C., Ratschbacher, L., McWilliams, M., et al., 2003. When did the ultrahigh-pressure rocks reach the surface? A  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  zircon,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  white mica, Si-in-white mica, single-grain provenance study of Dabie Shan synorogenic foreland sediments. *Chem. Geol.*, 197: 87–100.
- Hacker, B. R., Ratschbacher, L., Webb, L., et al., 1998. U/Pb zircon ages constrain the architecture of the ultrahigh-pressure Qinling-Dabie Orogen, China. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 161: 215–230.
- Hacker, B., Ratschbacher, L., Webb, L., et al., 2000. Exhumation of ultrahigh-pressure continental crust in east central China; Late Triassic-Early Jurassic tectonic unroofing. *J. Geophysical Research*, 105: 13339–13364.
- Hoskin, P. W. O., 2005. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69: 637–648.
- Jemielita, R. A., Davis, D. W., Krough, T. E., 1990. U-Pb evidence for Abitibi gold mineralization postdating greenstone magmatism and metamorphism. *Nature*, 346: 831–834.
- Jiang, L. L., Wu, W. P., Chu, R. D., et al., 2003. Post-collisional extensional and thrust-nappe structures in northern part of Dabie Mountains. *Chinese Sci. Bull.*, 48(14): 1557–1563.
- Kempe, U., Boinbach, K., Matukov, D., 2004. Pb-Pb and U/Pb zircon dating of subvolcanic rhyolite as a time marker for Hercynian granite magmatism and Sn mineralisation in the Eiben stock granite, Erzgebirge, Germany; Considering effects of zircon alteration. *Mineral. Deposita*, 39: 646–669.
- King, E. M., Valley, J. W., Davis, D. W., et al., 1998. Oxygen isotope ratios of Archean plutonic zircons from granite-greenstone belts of the Superior Province: Indicator of magmatic source. *Precambrian Research*, 92: 365–387.
- King, E. M., Valley, J. W., 2001. The source, magmatic contamination, and alteration of the Idaho batholith. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 142: 72–88.
- Lackey, J. S., Hinke, H. J., Valley, J., 2002. Tracking contamination in felsic magma chambers with  $\delta^{18}\text{O}$  of magmatic garnet and zircon. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 66: A428.
- Li, Z. X., Li, X. H., Kinney, 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. *Precambrian Res.*, 122: 85–109.
- Li, Z. X., Li, X. H., Kinney, P. D., et al., 1999. The breakup of Rodinia: Did it start with a mantle plume beneath South China? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 173: 171–181.
- Ludwig, K. R., 2001. Users manual for Isoplot/Ex (rev. 2.49): A geochronological tool for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 55.
- Ma, G. G., Li, H. Q., Zhang, Z. C., 1984. An investigation of the age limits of the Sinian system in South China. *Bull. Yichang Inst. Geol. Miner. Res.*, 8: 1–29 (in Chinese with English abstract).
- Ma, W. P., Wang, G. Y., Wang, G. S., 2001. Jinningian plutonic belt in the Fuziling Group and its tectonic implication. *Geol. Rev.*, 47(5): 476–482 (in Chinese with English abstract).
- Nevle, R. J., Brandriss, M. E., Bird, D. K., et al., 1994. Tertiary plutons monitor climate change in East Greenland. *Geology*, 22: 775–778.
- O'Connor, Y. L., Morrison, J., 1999. Oxygen isotope constraints on the petrogenesis of the Sybille intrusion of the Proterozoic Laramie anorthosite complex. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 136: 81–91.
- Rayner, N., Stern, R. N., Carr, S. D., 2005. Grain-scale variations in trace element composition of fluid-altered zircon, Acasta gneiss complex, northwestern Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 148: 721–734.
- Robb, L. J., Davis, D. W., Kamo, S. L., et al., 1992. Ages of altered granites adjoining the Witwatersrand basin with implications for the origin of gold and uranium. *Nature*, 357: 677–680.
- Rowley, D. B., Xue, F., Tucker, R. D., et al., 1997. Ages of ultrahigh pressure metamorphism and protolith orthogneisses from the eastern Dabie Shan: U/Ph zircon geochronology. *Earth and Planet. Science Letters*, 151: 191–203.
- Rumble, D., Giorgis, D., Ireland, T., et al., 2002. Low  $\delta^{18}\text{O}$  zircons, U-Pb dating, and the age of the Qinglongshan oxygen and hydrogen isotope anomaly near Donghai in Jiangsu Province, China. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 66: 2299–2306.
- Rumble, D., Wang, Q. C., Zhang, R. Y., 2000. Stable isotope geochemistry of marbles from the coesite UHP terrains of Dabieshan and Sulu, China. *Lithos*, 52: 79–95.
- Rumble, D., Yui, T. F., 1998. The Qinglongshan oxygen and hydrogen isotope anomaly near Donghai in Jiangsu Province, China. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62: 3307–

- 3321.
- Taylor, H. P., 1986. Igneous rocks. II. Isotopic case studies of circumpacific magmatism. In: Valley, J. W., Taylor, H. P., O'Neil, J. R., eds., Stable isotopes in high-temperature geological processes. *Mineral. Soc. Am., Rev. Mineral.*, 16:273—317.
- Taylor, H. P., Sheppard, S. M. F., 1986. Igneous rocks. I. Processes of isotopic fractionation and isotopic systematics. In: Valley, J. W., Taylor, H. P., O'Neil, J. R., eds., Stable isotopes in high-temperature geological processes. *Mineral. Soc. Am., Rev. Mineral.*, 16:227—271.
- Taylor, H. P., 1977. Water/rock interactions and the origin of H<sub>2</sub>O in granitic batholiths. *J. Geol. Soc. Lond.*, 133:509—558.
- Valley, J. W., Bindeman, I. N., Peck, W. H., 2003. Empirical calibration of oxygen isotope fractionation in zircon. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 67:3257—3266.
- Valley, J. W., Chiarenzelli, J. R., McLelland, J. M., 1994. Oxygen isotope geochemistry of zircon. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 126:187—206.
- Valley, J. W., Kinney, P. D., Schulze, D. J., et al., 1998. Zircon megacrysts from kimberlite; Oxygen isotope variability among mantle melts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 133:1—11.
- Vavra, G., Gebauer, D., Schmid, R., 1996. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps); An ion microprobe (SHRIMP) study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 122:337—358.
- Vavra, G., Schmid, R., Gebauer, D., 1999. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibole to granulite facies zircon; Geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 134:380—404.
- Watson, E. B., Cherniak, D. J., 1997. Oxygen diffusion in zircon. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 148:527—54.
- Wei, C. S., Zheng, Y. F., Zhao, Z. F., et al., 2002. Oxygen and neodymium isotope evidence for recycling of juvenile crust in northeast China. *Geology*, 30:375—378.
- Williams, I. S., 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben, M. A., Shanks III, W. C., Ridley, W. I., eds., Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Rev. Econ. Geol.*, 7:1—35.
- Wu, Y. B., Zheng, Y. F., 2004. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age. *Chinese Science Bulletin*, 49(15):1554—1569.
- Wu, Y. B., Zheng, Y. F., Gong, B., et al., 2004. Zircon U-Pb ages and oxygen isotope compositions of the Luzhanguan complex in the Beihuaiyang zone. *Acta Petrologica Sinica*, 20(5):1007—1024 (in Chinese with English abstract).
- Xie, Z., Chen, J. F., Zhang, X., et al., 2002. Geochronology of Neoproterozoic mafic intrusions in North Huaiyang area. *Acta Geoscientia Sinica*, 23(6):517—520 (in Chinese with English abstract).
- Yin, C. Y., Liu, D. Y., Gao, L. Z., 2003. The lower boundary age of the Nanhua System and the Gucheng glacial stage; Evidence from SHRIMP II dating. *Chinese Sci. Bull.*, 18(6):1657—1662.
- Yui, T. F., Rumble, D., Lo, C. H., 1997. Stable isotope characteristics of eclogites from the ultra-high-pressure metamorphic terrain, central-east China. *Chem. Geol.*, 137:135—147.
- Yui, T. F., Rumble, D., Lo, C. H., 1995. Unusually low  $\delta^{18}\text{O}$  ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Sulu terrain, eastern China. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59:2859—2864.
- 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., 2003. Neoproterozoic magmatic activity and global change. *Chinese Sci. Bull.*, 48(16):1705—1720.
- Zheng, Y. F., Fu, B., 1998. Estimation of oxygen diffusivity from anion porosity in minerals. *Geochem. J.*, 32:71—89.
- Zheng, Y. F., Fu, B., Gong, B., et al., 1996. Extreme  $^{18}\text{O}$  depletion in eclogite from the Su-Lu terrain in East China. *Eur. J. Mineral.*, 8:317—323.
- Zheng, Y. F., Fu, B., Gong, B., et al., 2003a. Stable isotope geochemistry of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Dabie-Sulu orogen in China; Implications for geodynamics and fluid regime. *Earth Sci. Rev.*, 62:105—161.
- Zheng, Y. F., Fu, B., Li, Y. L., et al., 1998. Oxygen and hydrogen isotope geochemistry of ultrahigh pressure eclo-

- gites form the Dabie Mountains and the Sulu terrane. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 155: 113–129.
- Zheng, Y. F., Fu, B., Xiao, Y. L., et al., 1999. Hydrogen and oxygen isotope evidence for fluid-rock interactions in the stages of pre- and post-UHP metamorphism in the Dabie Mountains. *Lithos*, 46: 677–693.
- Zheng, Y. F., Gong, B., Zhao, Z. F., et al., 2003b. Two types of gneisses associated with eclogite at Shuanghe in the Dabie terrane; Carbon isotope, zircon U-Pb dating and oxygen isotope. *Lithos*, 70: 321–343.
- Zheng, Y. F., Wu, Y. B., Chen, F. K., et al., 2004. Zircon U-Pb and oxygen isotope evidence for a large-scale  $^{18}\text{O}$  depletion event in igneous rocks during the Neoproterozoic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68: 4159–4179.
- Zheng, Y. F., Zhou, J. B., Wu, Y. B., et al., 2005. Low-grade metamorphic rocks in the Dabie-Sulu orogenic belt: A passive-margin accretionary wedge deformed during continent subduction. *Inter. Geol. Rev.*, 47: 851–871.
- Zhou, C. M., Tucker, R., Xiao, S. H., et al., 2004. New constraints on the ages of Neoproterozoic glaciations in South China. *Geology*, 32: 437–440.
- Zhou, J. B., Zheng, Y. F., Li, L., et al., 2001. Accretionary wedge of the subduction of the Yangtze plate. *Acta Geol. Sinica*, 75(3): 338–352 (in Chinese with English abstract).
- Zhou, J. B., Zheng, Y. F., Wu, Y. B., 2002. Zircon U-Pb ages for Wulian granites in northwest Sulu and their tectonic implications. *Chinese Sci. Bull.*, 47(22): 1745–1750 (in Chinese).

### 附中文参考文献

- 龚冰, 郑永飞, 2003. 硅酸盐矿物氧同位素组成的激光探针分析. *地学前缘*, 10(2): 279–286.
- 马国干, 李华芹, 张自超, 1984. 华南地区震旦纪时限范围的研究. *宜昌地质矿产研究所所刊*, 8: 1–29.
- 马文璞, 王关玉, 王果胜, 2001. 佛子岭岩群中的晋宁期深成岩带及其构造含义. *地质论评*, 47(5): 476–482.
- 吴元保, 郑永飞, 龚冰, 等, 2004. 北淮阳庐镇关岩浆岩锆石 U-Pb 年龄和氧同位素组成. *岩石学报*, 20(5): 1007–1024.
- 谢智, 陈江峰, 张巽, 等, 2002. 北淮阳新元古代基性侵入岩年代学初步研究. *地球学报*, 23(6): 517–520.
- 周建波, 郑永飞, 李龙, 等, 2001. 扬子板块俯冲的构造加积楔. *地质学报*, 57(3): 338–351.
- 周建波, 郑永飞, 吴元保, 2002. 苏鲁造山带西北缘五莲花岗岩中锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. *科学通报*, 47(22): 1745–1750.