

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

苏鲁超高压变质带中非超高压花岗质片麻岩的准确识别:来自锆石微区矿物包体及 SHRIMP U-Pb 定年的证据

刘福来¹⁾ 许志琴¹⁾ 宋彪²⁾

1) 中国地质科学院地质研究所,大陆动力学实验室,北京,100037

2) 中国地质科学院地质研究所,北京离子探针中心,北京,100037

内容提要 通过隐藏在锆石微区矿物包体激光拉曼的系统鉴定和阴极发光图像特征的详细研究,配合相应的锆石微区 SHRIMP U-Pb 定年测试,发现苏鲁地体超高压变质带中确实存在非超高压变质的花岗质片麻岩。该类岩石中的锆石晶体自核部到边部所保存的矿物包体以不含超高压矿物为特征,相应的阴极发光图像具有典型岩浆结晶锆石的核部和幔部,以及变质的再生边的特点。其中岩浆结晶锆石微区记录的²³⁸U-²⁰⁶Pb* 年龄为 404~748 Ma,表明原岩中部分锆石可能经历了 Pb 丢失,也不排除后期热事件因素的影响,原岩的形成年龄应大于 748 Ma;而锆石的再生边所记录的²³⁸U-²⁰⁶Pb* 年龄为 204~214 Ma,与研究区经历超高压变质的副片麻岩和花岗质片麻岩锆石微区所记录的苏鲁地体快速折返过程中角闪岩相退变质年龄(²³⁸U-²⁰⁶Pb* 年龄的平均值为 211±4 Ma,刘福来等,2003a)十分相似。上述特征表明,苏鲁地体超高压变质带中的部分花岗质片麻岩在超高压变质事件之前就已经形成,但并未“参与”深俯冲—超高压的变质演化过程,而是在苏鲁地体快速折返的角闪岩相退变质过程中与超高压岩片“拼贴”在一起。该项成果不仅为正确识别非超高压变质岩石提供了一个新的研究方法,而且对进一步深入探讨苏鲁地体超高压和非超高压岩片的“拼贴”机制有着重要的科学意义。

关键词 非超高压 花岗质片麻岩 锆石 矿物包体 激光拉曼 阴极发光 SHRIMP U-Pb 定年 苏鲁地体

在苏鲁一大别地体超高压变质带中是否存在非超高压变质的花岗质片麻岩一直是地质学家们关注的焦点,并成为热点的争论课题之一(Smith, 1988; Wang et al., 1989, 1991; Okay et al., 1992; Zhao et al., 1992; Cong et al., 1995; Zhang R Y et al., 1995; 游振东等, 1997; 从柏林等, 1999; Liou et al., 2000; Zhang Z M et al., 2000)。近年来,随着在苏鲁一大别榴辉岩的围岩——花岗质片麻岩锆石中标志性超高压矿物柯石英的不断发现(Tabata et al., 1998; Ye et al., 2000; Liu J B et al., 2001),越来越多的研究者支持“原地”成因模式,即榴辉岩及其围岩曾一起发生深俯冲,并经历了超高压变质作用。然而,占整个苏鲁一大别超高压变质带出露面积 80% 以上的所有类型花岗质片麻岩是否全部经历了超高压变质作用仍是一个值得深入探讨和研究

的问题。近年来,本文作者对南苏鲁东海及其邻区地表露头和钻孔岩心锆石微区矿物包体性质和相应的阴极发光图像进行了深入而详细的研究,结果发现无论在钻孔中还是在地表露头上,均存在非超高压和超高压两类性质不同的花岗质片麻岩(刘福来等, 2001a, 2001b, 2001c, 2003a, 2003b; Liu F L et al., 2001d, 2002),二者无论在岩石地球化学性质,还是在锆石微区矿物包体及其阴极发光图像特征方面均存在明显差异(Liu F L et al., 2001d, 2002)。由此可见,将苏鲁一大别超高压变质带中所有类型的花岗质片麻岩(不包括造山后未变质花岗岩)均作为超高压变质岩石来看待显然不切合实际。到目前为止,尽管有的研究者认为苏鲁一大别确实存在非超高压花岗质片麻岩,但对其成因机制及其形成时代的认识仍存在重大分歧。第一种观点认为非超

注:本文为国家自然科学基金重大项目(编号 40300000)、国土资源部科技项目“中国大陆科学钻探工程综合研究”(编号 2002207)、国家重大科学工程“中国大陆科学钻探工程项目”和国土资源部百名优秀青年科技人才计划项目的部分成果。

收稿日期:2003-05-23;改回日期:2003-07-26;责任编辑:王思恩。

作者简介:刘福来,男,1963年生,博士,岩石学专业。通讯地址:100037,北京市百万庄路26号,中国地质科学院地质研究所;电话:010-68999660;Email: liufulai@cags.net.cn。

高压花岗质片麻岩的原岩可能由超高压榴辉岩和片麻岩在峰期变质阶段或快速构造抬升阶段深熔作用而成(游振东等, 1997; 程裕淇等, 2000), 但有的主张这种深熔作用发生于晋宁期(程裕淇等, 2000), 而有的则主张可能发生于印支期, 导致在形成时代的认识上存在重大偏差; 第二种观点则认为非超高压花岗质片麻岩在超高压变质以前就已经形成, 但并未经历深俯冲和超高压变质作用(Smith, 1988), 且与超高压榴辉岩之间为构造接触关系。

针对上述有关非超高压花岗质片麻岩的不同成因观点, 本文以南苏鲁东海地区钻孔岩心和地表露头的花岗质片麻岩锆石为重点研究对象, 首先对锆石微区矿物包体性质及其分布特征进行系统的激光拉曼测试, 配合阴极发光图像的详细研究, 区分非超高压花岗质片麻岩。在此研究的基础上, 再采用 SHRIMP U-Pb 定年技术, 对非超高压花岗质片麻岩锆石微区所记录的年代学信息进行系统测试, 最终确定其原岩形成时代, 阐明其成因机制。

1 样品岩相学特征及测试研究方法

样品采集于苏鲁超高压变质带东海地区中国大陆科学钻探工程预先导孔 CCSD-PP1 中, 有关该钻孔的岩性剖面、岩石组合及其地球化学性质随深度的变化特点详见刘福来等(2001c)和 Liu F L 等(2001d)文献资料。在钻孔中用于年代学研究的非超高压花岗质片麻岩的岩心样品 1 件(S3, 采样深度: 22m), 为了对比起见, 同时测试了在距离钻孔以东约 3.5km 房山采石场非超高压花岗质片麻岩样品 1 件(S4, 采样位置: 东海房山采石场南坡)。

样品岩性为含绿帘黑云二长花岗质片麻岩。以钻孔岩心为例, 岩心风化面呈土黄色, 新鲜面呈灰白色, 鳞片粒状花岗变晶结构, 弱片麻状构造, 局部为块状构造。微观特征: 岩心薄片呈鳞片粒状花岗变晶结构, 弱片麻状构造。矿物组成: 黑云母、绿帘石、钠长石、微斜长石、石英和磁铁矿。其中黑云母: 褐黄色, 鳞片状, 在岩石中均匀分布, 略具定向排列, 沿其边缘及解理缝方向常析出磁铁矿, 粒径约 0.5 mm, 含量 5% 左右; 绿帘石: 他形粒状, 略具淡黄色, 粒度 0.5~1.0 mm, 含量 5% 左右; 钠长石: 无色, 他形粒状一半自形板状, 聚片双晶发育, 晶体内部常见有石英包体, 粒度 1~3 mm, 含量 30% 左右; 微斜长石: 他形粒状一半自形板状, 部分晶体具明显格子状双晶, 粒度 0.5~3 mm, 含量 25% 左右; 石英: 他形粒状, 粒度 0.5~2.5 mm, 含量 35% 左右。此外, 在岩

石薄片中有副矿物锆石, 大多数锆石呈自形晶一半自形晶, 粒度约 100~350 μm 左右, 常在石英和长石中呈包体或在长石-石英粒间分布。其矿物组合特征与本区超高压变质的副片麻岩和花岗质片麻岩所记录的与构造抬升有关的角闪岩相退变质矿物组合十分相似, 表明本文研究的花岗质片麻岩也曾经经历了区域角闪岩相变质作用的改造。

锆石晶体内部包体矿物的鉴定及其微区结构的观察均在中国地质科学院地质研究所大陆动力学实验室完成。锆石的阴极发光图像测试在中国地质科学院矿产资源研究所电子探针室完成。有关锆石选样、激光拉曼和阴极发光测试的具体步骤详见 Liu F L 等(2002)和刘福来等(2003b)的文献资料。锆石微区 U-Pb 定年研究在北京离子探针中心 SHRIMP II 型离子探针仪上完成, 分析方法和步骤与 Compston 等(1992)文献资料相似, 使用的标准锆石为 SL13(572 Ma)和 TEM(417 Ma), 文中矿物代号均采用 Kretz(1983)的资料。

2 非超高压花岗质片麻岩锆石微区矿物包体性质及其阴极发光特征

为了在苏鲁地体超高压变质带中识别非超高压和超高压两类不同性质的花岗质片麻岩及其分布特征, 本文作者曾对东海及其邻区的地表露头及其浅钻孔中共计 44 件花岗质片麻岩锆石中矿物包体进行系统鉴定, 结果发现在东海房山采石场及中国大陆科学钻探工程预先导孔 CCSD-PP1 中 12 件花岗质片麻岩均为非超高压成因(Liu F L et al., 2001d; 刘福来等, 2003b), 其锆石微区的矿物包体性质及相应的阴极发光图像均与超高压花岗质片麻岩存在本质上的差别(Liu F L et al., 2001d, 2002; 刘福来等, 2003b)。为了进一步确定非超高压花岗质片麻岩的形成时代, 本文研究者对预先导孔 CCSD-PP1(S3, 采样深度: 22 m)和东海房山采石场(S4, 采样位置: 采石场南坡)各一件锆石样品进行重新制样, 结果发现在共计 453 粒锆石晶体微区中无一粒超高压矿物包体, 其相应的阴极发光图像具有典型岩浆成因的特征。下面以样品 S3 为例, 重点阐述非超高压花岗质片麻岩锆石微区的矿物包体性质、分布及其阴极发光图像特征。

据 S3 样品中的锆石形态、矿物包体性质以及阴极发光图像特征(图版 I), 可将锆石分为两种类型。

第一种类型: 锆石呈形态完好的自形晶, 无论是偏光显微镜下图像(图版 I-1, 3), 还是相应的阴极

发光图像(图版 I-2, 4)均显示完好的岩浆结晶生长环带。以样品中锆石 S3-21 和 S3-33 为例, 锆石自晶体核部到边缘, 均保存十分完好的岩浆结晶生长纹, 矿物包体均以典型低压矿物为特征, 常见的包体矿物组合为 Qtz+Kfs+Cal+Ap(图版 I-1)和 Qtz+Mus+Kfs+Ap(图版 I-3)。阴极发光图像则显示密集的岩浆结晶生长环带的特点(图版 I-2, 4), 但从其边部的发光不均一性的特征来看, 锆石的边部明显受到后期热事件的改造, 可能与苏鲁地体构造抬升过程的角闪岩相变质事件有关, 但该类锆石在此变质过程中并未重结晶生长, 其形态仍然保持岩浆结晶锆石的特点。

第二种类型: 锆石呈半自形晶, 在偏光显微镜下已不显示岩浆结晶生长纹(图版 I-5, 7), 但相应的阴极发光图像具有典型的双层结构, 即岩浆结晶锆石的核部-幔部, 以及低发光效应的再生边(图版 I-6, 8)。以样品中锆石 S3-10 和 S3-55 为例, 锆石的核部和幔部均保存典型的低压矿物组合 Qtz+Kfs+Qtz+Ap(图版 I-5)和 Qtz+Kfs+Ap(图版 I-7), 相应的阴极发光图像均显示典型继承性岩浆结晶锆石的特点。在锆石核部-幔部, 无论其保存的原始形态, 还是结晶生长纹均具有岩浆结晶生长环带的特征(图版 I-6, 8)。而在锆石晶体的边部则包有非超高压矿物包体 Qtz 和 Qtz+Ap 的组合(图版 I-5, 7), 相应的阴极发光图像则显示不规则的再生边结构(图版 I-6, 8), 表明该类锆石曾经历了非超高压变质事件的改造。

综上所述, 无论是锆石微区的矿物包体性质还是阴极发光图像特征, 均表明该类锆石的寄主岩石的原岩应为花岗岩。而锆石边部所保存的低压矿物包体及相应的再生边结构特征进一步显示该类花岗质片麻岩并未经历超高压变质作用, 这与超高压花岗质片麻岩锆石中普遍保存柯石英包体的现象存在本质上的差别(Liu F L et al., 2001d, 2002; 刘福来等, 2003a, 2003b)。上述证据充分表明了苏鲁地体超高压变质带中确实存在非超高压变质的花岗质片麻岩, 且经历了与苏鲁地体构造抬升相伴的角闪岩相变质作用的改造。

3 非超高压花岗质片麻岩锆石微区所记录的年代学信息及其意义

在对含绿帘石和黑云母的二长花岗质片麻岩锆石样品(S3, 采样深度: 22 m) 共计 236 粒锆石中的矿物包体及部分锆石颗粒的阴极发光图像详细研究

的基础上, 精选 12 粒具有代表意义的锆石进行系统的微区 SHRIMP U-Pb 定年研究, 共计测试 31 个微区年龄, 其结果列入表 1 中, 相应的 $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^* - ^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ 相关图解如图 1 所示。

从表 1 和图 1 中可以明显看出, 含绿帘石和黑云母的二长花岗质片麻岩(S3, 采样深度: 22 m) 中不同成因类型的锆石记录了意义完全不同的 $^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb}^*$ 年代学信息。以不具再生边的锆石为例, 在锆石 S3-21 晶体中(表 1; 图版 I-1, 2), 岩浆锆石的核部(S3-21.1)和幔部(S3-21.2)均保存十分明显的岩浆结晶环带特征, 相应的年龄记录分别为 663 ± 9 Ma 和 609 ± 8 Ma。同样, 特征与 S3-21 看起来相同的 S3-33 锆石晶体中(表 1; 图版 I-3, 4), 岩浆结晶锆石的核部(S3-33.1)和幔部(S3-33.2)记录的年龄分别为 668 ± 8 Ma 和 440 ± 6 Ma。从测试结果以及该类锆石阴极发光图像特征(图版 I-2, 4)可以明显看出, 尽管该类锆石无明显的再生边, 但同一晶体核部和幔部所记录的年龄存在较大的差异(表 1), 核部的年龄偏老, 而幔部的年龄偏新。此外, 从图 1 可见, 岩浆结晶锆石微区所记录的年龄越老, 在图中越接近于一致线; 记录的年龄越新, 则明显偏离一致线, 表明该类锆石曾明显受到后期热事件(角闪岩

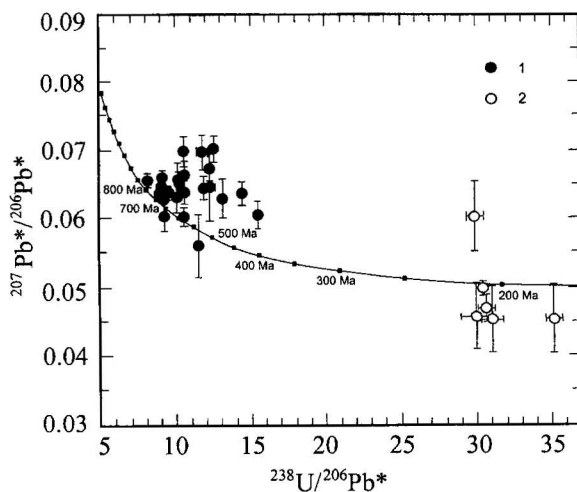


图 1 非超高压花岗质片麻岩(S3, 采样深度: 22 m)中锆石 SHRIMP U-Pb 一致曲线图

Fig. 1 Concordia diagram showing SHRIMP U-Pb data for zircons from non-UHP granitic gneiss(S3, 22 m depth) in pre-pilot drillhole CCS-D-PP1, Chinese Continental Scientific Drilling Project

1—岩浆结晶锆石的核部和幔部; 2—锆石的再生边部
1—Inherited cores and mantles of zircons; 2—retrogressive rims of zircons

表 1 中国大陆科学钻探工程预先导孔 CCSD-PP1 含绿帘石和黑云母的二长花岗质片麻岩(S3)的锆石 SHRIMP 分析结果
Table 1 U-Th-Pb SHRIMP zircon data from the epidote and biotite-bearing two-feldspar granitic gneiss(S3)
in pre-pilot drill hole CCSD-PP1, Chinese Continental Scientific Drilling Project

样品号及微区号	分析微区	微区中矿物包体	U ($\times 10^{-6}$)	Th ($\times 10^{-6}$)	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ 年龄 (Ma)	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ 年龄 (Ma)
S3-10.1	核部	Qtz, Kfs, Ap	328	276	0.87	0.1231 \pm 0.0016	0.0651 \pm 0.0008	748 \pm 9	778 \pm 29
S3-10.2	幔部	Qtz, Kfs, Ap	431	197	0.47	0.1097 \pm 0.0015	0.0660 \pm 0.0011	671 \pm 9	806 \pm 34
S3-10.3	边部	Qtz, Ap	114	11	0.10	0.0334 \pm 0.0012	0.0460 \pm 0.0043	212 \pm 7	
S3-12.1	核部	Qtz, Kfs, Ap	671	373	0.57	0.1053 \pm 0.0017	0.0637 \pm 0.0010	646 \pm 10	733 \pm 34
S3-12.2	幔部	Qtz, Kfs, Ap	451	317	0.73	0.0796 \pm 0.0012	0.0706 \pm 0.0018	494 \pm 7	945 \pm 51
S3-12.3	边部	Qtz	87	5	0.06	0.0321 \pm 0.0008	0.0450 \pm 0.0048	204 \pm 5	
S3-14.1	核部	Qtz, Kfs, Ap	2857	310	0.11	0.1204 \pm 0.0014	0.1075 \pm 0.0015	733 \pm 8	1757 \pm 26
S3-16.1	核部	Qtz, Ap	806	429	0.55	0.0939 \pm 0.0013	0.0665 \pm 0.0023	578 \pm 8	823 \pm 71
S3-16.2	幔部	Qtz, Ap	743	474	0.66	0.0838 \pm 0.0012	0.0640 \pm 0.0015	519 \pm 7	741 \pm 52
S3-21.1	核部	Qtz, Kfs, Ap	286	241	0.87	0.1084 \pm 0.0015	0.0603 \pm 0.0023	663 \pm 9	615 \pm 52
S3-21.2	幔部	Qtz, Kfs, Cal	190	114	0.62	0.0991 \pm 0.0014	0.0636 \pm 0.0029	609 \pm 8	728 \pm 95
S3-23.1	核部	Qtz, Cal, Ap	872	430	0.51	0.0933 \pm 0.0011	0.0634 \pm 0.0015	575 \pm 7	723 \pm 51
S3-23.2	幔部	Qtz, Ap	1589	340	0.22	0.0646 \pm 0.0008	0.0611 \pm 0.0023	404 \pm 5	642 \pm 79
S3-24.1	核部	Qtz, Cal, Imp	247	183	0.77	0.1105 \pm 0.0014	0.0661 \pm 0.0012	676 \pm 9	809 \pm 38
S3-24.2	幔部	Qtz, Ap	190	114	0.62	0.1082 \pm 0.0015	0.0632 \pm 0.0018	663 \pm 9	714 \pm 59
S3-24.3	边部	Qtz	988	16	0.02	0.0329 \pm 0.0009	0.0494 \pm 0.0011	209 \pm 3	
S3-25.1	幔部	Qtz, Kfs, Ap	287	207	0.75	0.0869 \pm 0.0014	0.0559 \pm 0.0045	537 \pm 8	449 \pm 180
S3-26.1	核部	Qtz, Ap, Imp	550	344	0.65	0.0947 \pm 0.0012	0.0609 \pm 0.0012	583 \pm 7	636 \pm 40
S3-26.2	幔部	Qtz, Ap, Imp	293	280	0.99	0.0844 \pm 0.0026	0.0699 \pm 0.0029	522 \pm 16	927 \pm 84
S3-26.3	边部	Qtz	838	23	0.03	0.0284 \pm 0.0005	0.0442 \pm 0.0049	181 \pm 3	
S3-33.1	核部	Qtz, Kfs, Mus	636	365	0.59	0.1091 \pm 0.0014	0.0630 \pm 0.0013	668 \pm 8	710 \pm 44
S3-33.2	幔部	Qtz, Ap	503	256	0.53	0.0707 \pm 0.0011	0.0641 \pm 0.0019	440 \pm 6	745 \pm 64
S3-35.1	核部	Qtz, Ap, Imp	523	313	0.62	0.0972 \pm 0.0013	0.0663 \pm 0.0015	598 \pm 7	815 \pm 45
S3-35.2	幔部	Qtz	499	686	1.42	0.0759 \pm 0.0014	0.0626 \pm 0.0038	472 \pm 9	696 \pm 130
S3-40.1	核部	Qtz, Ap, Imp	274	190	0.72	0.0981 \pm 0.0016	0.0660 \pm 0.0020	603 \pm 9	806 \pm 65
S3-40.2	幔部	Qtz, Kfs, Ap	1766	3209	1.88	0.0816 \pm 0.0011	0.0673 \pm 0.0020	506 \pm 7	847 \pm 62
S3-40.3	边部	Qtz, Ap	520	3	0.01	0.0338 \pm 0.0005	0.0605 \pm 0.0054	214 \pm 3	
S3-55.1	核部	Qtz, Kfs, Ap	241	174	0.75	0.0946 \pm 0.0024	0.0698 \pm 0.0022	583 \pm 14	924 \pm 64
S3-55.2	幔部	Qtz, Kfs, Ap	205	95	0.48	0.0821 \pm 0.0016	0.0652 \pm 0.0055	509 \pm 10	781 \pm 180
S3-55.3	边部	Qtz, Ap	690	4	0.01	0.0326 \pm 0.0005	0.0466 \pm 0.0021	207 \pm 3	
S3-60.1	核部	Qtz, Kfs, Ap	1585	648	0.42	0.0758 \pm 0.0010	0.1494 \pm 0.0036	471 \pm 6	2339 \pm 41

注:Qtz—石英;Kfs—钾长石;Mus—白云母;Cal—方解石;Ap—磷灰石;Imp—杂质。

相变质作用)的改造,并可能发生了部分的 Pb 丢失。

在具有典型再生边双层结构的锆石中(图版 I-6, 8),锆石微区却记录了两组具有不同实际意义的年龄数据(表 1; 图 1)。以 S3-10 锆石晶体为例(表 1; 图版 I-5, 6),锆石晶体核部(S3-10.1)和幔部(S3-10.2)分别记录了 748 \pm 9 Ma 和 671 \pm 9 Ma 的原岩岩浆结晶锆石的年龄,而在锆石的再生边部位却记录了 212 \pm 7 Ma 的年龄数据。同样,在性质完全相同的第 55 粒锆石晶体中(表 1; 图版 I-7, 8),锆石晶体核部(S3-55.1)和幔部(S3-55.2)记录的岩浆结晶锆石的年龄分别为 583 \pm 14 Ma 和 509 \pm 10 Ma,而在锆石的再生边部位却记录了 207 \pm 3 Ma 的年龄数据。前述研究表明,该类锆石的再生边所显示的阴极发光图像(图版 I-6, 8)具有典型变质成因的特点,表明上述锆石再生边所记录的年龄应为变质年龄。此外,本文东海房山采石场含绿帘石和黑云

母的二长花岗质片麻岩(S4; 采石场南坡)锆石微区也进行了矿物包体、阴极发光测试以及 SHRIMP U-Pb 定年研究,其测试结果无论是继承性岩浆结晶锆石的核部和幔部,还是变质的再生边的年龄均与预先导孔 CCSD-PP1 中 S3 样品十分相似。

值得注意的是,如何合理解释非超高压花岗质片麻岩锆石再生边所记录的年龄信息的真实含义是本文研究的关键问题。本文作者曾对研究区超高压变质的副片麻岩和花岗质片麻岩进行了系统的 SHRIMP U-Pb 年代学研究(刘福来等, 2003a)。结果发现,在含柯石英锆石微区记录的超高压变质年龄为 220~242 Ma,标志着苏鲁—大别地体超高压变质事件发生于印支期;而围绕超高压微区形成的含石英等相对低压包体矿物的锆石边部微区所记录的 202~219 Ma 的年龄信息,则代表苏鲁地体快速折返过程中角闪岩相退变质的时代(刘福来等, 2003a)。本文所研究的非超高压花岗质片麻岩中的

锆石,均未保存超高压矿物包体,也未记录 220~242 Ma 印支期超高压变质的信息,进一步证明该类花岗质片麻岩并未经历超高压变质。然而,在含石英等矿物包体的锆石边部微区却记录了与超高压的副片麻岩和花岗质片麻岩十分相似的退变质年龄(刘福来等, 2003a),表明该类非超高压花岗质片麻岩确实经历了苏鲁地体快速折返过程中角闪岩相变质作用的改造。

综上所述,含绿帘石和黑云母的二长花岗质片麻岩(S3, 22 m) 继承性岩浆锆石核和幔部的 U 含量为 $190 \times 10^{-6} \sim 1766 \times 10^{-6}$, Th 含量为 $114 \times 10^{-6} \sim 3209 \times 10^{-6}$, 而相应的 Th/U 值为 0.22~1.88 之间,核部和幔部的年龄记录为 404~748 Ma,表明原岩锆石可能已发生 Pb 的部分丢失和后期热事件的改造,其原岩的形成年龄应大于 748 Ma;锆石晶体边部的 U、Th 含量以及 Th/U 值均与岩浆结晶锆石的核部和幔部存在明显差异(表 1),其中 U 含量为 $87 \times 10^{-6} \sim 988 \times 10^{-6}$, Th 的含量却明显偏低,为 $3 \times 10^{-6} \sim 23 \times 10^{-6}$,而相应的 Th/U 值仅在 0.01~0.10 之间,所记录的变质年龄除 S3-26.3 微区外(表 1),主要位于 204~214 Ma,代表苏鲁地体快速折返过程中角闪岩相退变质作用的时

代。此外,在 S3 样品中,个别锆石晶体的核部 $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ 值明显偏高(表 1),已不在图 1 的表示范围之内,如在 S3-14.1 和 S3-60.1 微区的 $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ 值分别为 0.1075 ± 0.0015 和 0.1496 ± 0.0036 ,相应的 $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ 年龄(S3-14.1 = 1757 ± 26 Ma; S3-60.1 = 2339 ± 41 Ma) 明显偏老于其他微区相应的年龄(表 1)。有关该类锆石微区所记录的年龄值的真正含义仍需进一步深入研究。

4 结论与讨论

锆石微区矿物包体激光拉曼测试和阴极发光图像研究表明,在苏鲁地体超高压变质带中确实存在非超高压变质的花岗质片麻岩,以南苏鲁东海地区中国大陆科学钻探工程预先导孔 CCSD-PP1、东海房山采石场等地的含绿帘石和黑云母的二长花岗质片麻岩最为典型。

锆石微区 SHRIMP U-Pb 定年结果显示,非超高压花岗质片麻岩继承性岩浆锆石核部和幔部所记录的年龄为 404~748 Ma,表明原岩花岗岩岩浆结晶的锆石曾经历了部分的 Pb 丢失和后期热事件的改造,原岩的形成年龄应大于 748 Ma。

锆石的再生边记录了 204~214 Ma 的变质年龄,与研究区超高压的副片麻岩和超高压的花岗质片麻岩锆石微区记录的退变质年龄(平均值为 211 ± 4 Ma;刘福来等, 2003a) 十分相近,表明该类非超高压花岗质片麻岩也经历了与苏鲁地体构造抬升过程相伴的角闪岩相变质作用的改造。

值得注意的是,尽管以往有许多研究者认为苏鲁-大别超高压变质带存在非超高压成因的花岗质片麻岩,但均无确凿的证据。本文的研究者根据锆石微区矿物包体性质及相应的阴极发光图像特征,证明了在苏鲁超高压变质带中确实存在非超高压变质的花岗质片麻岩,但就其出露规模来看是十分有限的。在东海及其北部临沭约 3800 km^2 范围内,只在东海县城的东南部芝麻坊-房山一带发现了非超高压花岗质片麻岩(Liu F L et al., 2001d; 刘福来等, 2003b),而区域上出露的绝大多数花岗质片麻岩区均经历了超高压变质作用(Liu F L et al., 2001d, 2002; 刘福来等, 2003b)。由此可见,前人对苏鲁-大别超高压变质带中非超高压花岗质片麻岩的出露规模的认识明显的扩大化。

此外,有的研究者认为,苏鲁-大别超高压变质带非超高压花岗质片麻岩是在超高压变质峰期以及快速构造抬升阶段,由超高压变质的榴辉岩和/或片麻岩部分熔融(或深熔作用)而成。然而,对苏鲁-大别地体超高压变质的副片麻岩和花岗质片麻岩含柯石英锆石微区 SHRIMP U-Pb 定年结果证明,超高压变质的确切年龄应为 220~242 Ma(刘福来等, 2003a),而本文研究的非超高压花岗质片麻岩所显示的原岩形成年龄应大于 748 Ma,表明非超高压花岗质片麻岩在超高压变质事件之前就已经形成,不仅未“参与”超高压变质作用,而且也不是超高压变质阶段和/或构造抬升过程中由超高压岩石部分熔融(或深熔作用)的产物。由此可见,有关苏鲁-大别超高压变质带中非超高压成因的花岗质片麻岩的部分熔融(或深熔作用)模式需要进一步商榷和修改。需要指出的是,在苏鲁-大别超高压变质带中的副片麻岩层间或层内,均发育规模极小、形态不规则的无根长英质脉体(在中国大陆科学钻探工程主孔岩心样品中比较发育),该类脉体最有可能为超高压变质阶段深熔作用的产物,有关其成因机制仍需要进一步深入研究。

需要重点强调的是,① 在苏鲁-大别地体快速构造抬升的过程中,非超高压花岗质片麻岩的岩片是通过何种机制与超高压岩石构成的岩片“拼贴”在

一起;②非超高压花岗质片麻岩的形成过程在苏鲁一大别超高压变质带成因模式建立中的地位和作用,至今仍不十分明确,仍需进一步深入探讨。

致谢:本文有关锆石微区矿物包体激光拉曼测试,得到中国地质科学院地质研究所大陆动力学开放实验室戎合工程师的协助。锆石微区 SHRIMP U-Pb 定年测试,得到北京离子探针中心刘敦一研究员的大力帮助,并提供了许多便利条件。在成文过程中,沈其韩院士和陆松年研究员提出了许多宝贵的修改意见,在此对上述单位和个人一并表示衷心的感谢。

参 考 文 献

- 从柏林,王清晨. 1999. 大别山—苏鲁超高压变质带的最新进展. 科学通报, 44: 1127~1141.
- 程裕洪,刘敦一,Williams I S, 简平,庄育勋,高天山. 2000. 大别山碧溪岭深色榴辉岩和片麻状花岗质岩石 SHRIMP 分析—晋宁期高压—超高压变质作用同位素年代学依据. 地质学报, 74: 193~205.
- 刘福来,许志琴,杨经绥,Maruyama S, Liou J G, Katayama I, Masago H. 2001a. 中国苏北预先导孔 CCSD-PP2 片麻岩中锆石的矿物包裹体及其超高压变质作用的证据. 科学通报, 46: 241~245.
- 刘福来,许志琴,杨经绥,张泽明,Maruyama S, Liou J G, Katayama I, Masago H. 2001b. 苏鲁地体超高压和非超高压花岗质片麻岩的判别标志—来自锆石中矿物包裹体的证据. 地质论评, 47: 164~168.
- 刘福来,许志琴,张泽明,杨经绥. 2001c. 中国大陆科学钻探工程预先导孔中片麻岩—花岗质片麻岩的岩石学和地球化学研究. 地质学报, 75: 70~81.
- 刘福来,许志琴,宋彪. 2003a. 苏鲁地体超高压和退变质时代的厘定:来自片麻岩锆石微区 SHRIMP U-Pb 定年的证据. 地质学报, 77: 229~237.
- 刘福来,张泽明,许志琴. 2003b. 苏鲁地体超高压矿物的三维空间分布. 地质学报, 77: 69~84.
- 游振东,钟增球,韩郁菁,桑隆康,陈能松,张泽明. 1997. 秦岭大别碰撞造山带根部结晶基底隆升的变质岩石学证据. 地球科学, 14: 42~59.

References

- Cheng Y Q, Liu D Y, Williams I S, Jian P, Zhuang Y X, Gao S. 2000. SHRIMP U-Pb dating of zircons of a dark-coloured eclogite and a garnet-bearing gneissic-granitic rock from Bixiling, eastern Dabie area— isotope chronological evidence of Neoproterozoic HP-UHP metamorphism. *Acta Geologica Sinica*, 74: 193~205 (in Chinese with English abstract).
- Cong B L, Zhai M G, Carswell D A, Wilson R N, Wang Q, Zhao Z, Windley B F. 1995. Petrogenesis of ultrahigh-pressure rocks and their country rocks at Shuanghe in Dabieshan, central China. *Eur. J. Mineral.*, 7: 119~138.
- Cong B L, Wang Q C. 1999. A new review of Dabieshan-Sulu ultrahigh pressure belt. *Chinese Science Bulletin*, 44: 1127~1141 (in Chinese).
- Compston W, Williams I S, Kirschvink J L, Zhang Z C, Ma G G. 1992. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. *J. Geol. Soc.*, 149: 171~184.
- Kretz R. 1983. Symbols for rock-forming mineral. *Am. Mineral.*, 68: 277~279.

- Liou J G, Hacker B R, Zhang R Y. 2000. Into the forbidden zone: *Science*, 287: 1215~1216.
- Liu F L, Xu Z Q, Yang J S, Maruyama S, Liou J G, Katayama I, Masago H. 2001a. Mineral inclusions of zircon and UHP metamorphic evidence from paragneiss and orthogneiss of pre-pilot drillhole CCSD-PP2 in north Jiangsu province, China. *Chinese Science Bulletin*, 46: 241~245 (in Chinese).
- Liu F L, Xu Z Q, Yang J S, Zhang Z M, Maruyama S, Liou J G, Katayama I, Masago H. 2001b. Distinguishable signature of UHP and no-UHP granitic gneisses in the Sulu terrane; evidence from mineral inclusions in zircons. *Geological Review*, 47: 164~168 (in Chinese with English abstract).
- Liu F L, Xu Z Q, Zhang Z M, Yang J S. 2001c. Petrology and geochemistry of gneiss and granitic gneiss from pre-pilot drillhole (CCSD-PP1), Chinese Continental Scientific Drilling Project. *Acta Geologica Sinica*, 75: 70~81 (in Chinese with English abstract).
- Liu F L, Xu Z Q, Katayama I, Yang J S, Maruyama S, Liou J G. 2001d. Mineral inclusions in zircons of para- and orthogneiss from pre-pilot drillhole CCSD-PP1, Chinese Continental Scientific Drilling Project. *Lithos*, 59: 199~215.
- Liu F L, Xu Z Q, Liou J G, Katayama I, Masago H, Maruyama S, Yang J S. 2002. Ultrahigh-pressure mineral inclusions in zircons from gneissic core samples of the Chinese Continental Scientific Drilling Site in eastern China. *Eur. J. Mineral.*, 14: 499~512.
- Liu F L, Xu Z Q, Song B. 2003a. Determination of UHP and retrograde metamorphic ages of the Sulu terrane; evidence from SHRIMP U-Pb dating on zircons of gneissic rocks. *Acta Geologica Sinica*, 77: 229~237 (in Chinese with English abstract).
- Liu F L, Zhang Z M, Xu Z Q. 2003b. Three-dimensional distribution of ultrahigh-pressure minerals in Sulu terrane. *Acta Geologica Sinica*, 77: 69~84 (in Chinese with English abstract).
- Liu J B, Ye K, Maruyama S, Cong B L, Fa H R. 2001. Mineral inclusions in zircon from gneisses in the ultrahigh-pressure zone of the Dabie Mountains, China. *J. Geol.*, 109: 523~535.
- Okay A I, Sengor A M C. 1992. Evidence for intra-continental thrust related exhumation of the ultra-high pressure rocks in China. *Geology*, 20: 411~414.
- Smith D C. 1988. A review of the peculiar mineralogy of the "Norwegian coesite-eclogite province", with crystal-chemical, petrological, geochemical and geodynamical notes and an extensive bibliography. In: Smith D C, eds. *Eclogites and Eclogite-Facies Rocks*; Amsterdam Elsevier, Holland, 1~126.
- Tabata H, Yamauchi K, Maruyama S, Liou J G. 1998. Tracing the extent of a UHP metamorphic terrane: Mineral-inclusion study of zircons in gneisses from the Dabieshan. In: Hacker B R, Liou J G, eds. *When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-Pressure Rocks*. Kluwer Academic Publisher, London, 261~273.
- Wang X M, Liou J G, Mao H K. 1989. Coesite-bearing eclogites from the Dabie mountains in central China. *Geology*, 19: 933~936.
- Wang X M, Liou J G. 1991. Regional ultrahigh-pressure coesite-bearing eclogitic terrane in central China: evidence from country-rocks, gneiss, marble, and metapelite. *Geology*, 19: 933~936.
- Ye K, Yao Y, Katayama I, Cong B L, Wang Q C, Maruyama S. 2000. Large areal extent of ultrahigh-pressure metamorphism in the Sulu ultrahigh-pressure terrane of East China; new implications from coesite and omphacite inclusions in zircon of granitic gneiss. *Lithos*, 52: 157~164.
- Zhang R Y, Hirajima T, Banno S, Cong B L, Liou J G. 1995. Petrology of ultrahigh-pressure rocks from the southern Su-lu region, eastern China. *J. Metamorphic. Geol.*, 13: 659~675.
- Zhang Z M, Xu Z Q, Xu H F. 2000. Petrology of ultrahigh-pressure eclogites from the ZK703 drillhole in the Donghai, eastern China.

Lithos, 52: 35~50.

Zhao Z Y, Wang Q C, Cong B L. 1992. Coesite-bearing ultramafic pressure metamorphic rocks from Donghai, northern Jiangsu province, eastern China: "foreign or in situ?". *Scientia Geologica Sinica*, 1: 43~58.

图版说明

1. 含绿帘石和黑云母的二长花岗质片麻岩(S3, CCSD-PP1, 采样深度: 22 m)第21粒锆石(S3-21)中矿物包体分布特征,核部和幔部包体组合为 Qtz+Kfs+Ap+Cal。
2. 为图版 I-1 中锆石的阴极发光图像,核部和幔部显示明显的岩浆结晶环带,而边部则明显受到后期热事件的改造。
3. 含绿帘石和黑云母的二长花岗质片麻岩(S3, CCSD-PP1, 采样深度: 22 m)第33粒锆石(S3-33)中矿物包体分布特征,核部和幔部包体组合为 Qtz+Kfs+Mus+Ap+Imp。

4. 为图版 I-3 中锆石的阴极发光图像,核部和幔部显示明显的岩浆结晶环带,而边部则明显受到后期热事件的改造。
5. 含绿帘石和黑云母的二长花岗质片麻岩(S3, CCSD-PP1, 采样深度: 22 m)第10粒锆石(S3-10)中矿物包体分布特征,核部和幔部包体组合为 Qtz+Kfs+Ap, 而边部为 Qtz。
6. 为图版 I-5 中锆石的阴极发光图像,核部和幔部显示岩浆结晶环带,而边部则显示变质再生边。
7. 含绿帘石和黑云母的二长花岗质片麻岩(S3, CCSD-PP1, 采样深度: 22 m)第55粒锆石(S3-55)中矿物包体分布特征,核部和幔部包体组合为 Qtz+Kfs+Ap, 而边部为 Qtz+Ap。
8. 为图版 I-7 中锆石的阴极发光图像,核部和幔部显示岩浆结晶环带,而边部则显示变质再生边。

PL 为显微镜下单偏光图像;CL 为阴极发光图像,阴极发光图像中的圆圈为 SHRIMP 测试微区,圆圈编号同表1;Qtz—石英;Kfs—钾长石;Cal—方解石;Mus—白云母;Ap—磷灰石;Imp—杂质。

Precise Restriction of Non-UHP Granitic Gneiss from the UHP Metamorphic Belt in the Sulu Terrane, Eastern China: Evidence from Mineral Inclusions, Cathodoluminescence Images and SHRIMP U-Pb Dating in Zircon Domains

LIU Fulai¹⁾, XU Zhiqin¹⁾, SONG Biao²⁾

1) *Laboratory of Continental Dynamics, Institute of Geology, CAGS, Beijing, 100037*

2) *SHRIMP Laboratory of Beijing, Institute of Geology, CAGS, Beijing, 100037*

Abstract

A combined study of Laser Raman spectroscopy, cathodoluminescence (CL) image and SHRIMP U-Pb dating reveals that some granitic gneisses distributing in drillhole CCSD-PP1 in the Zhimafang and Fangshan areas of the southwestern Sulu terrane do not have ultrahigh pressure (UHP) metamorphism. Most zircons separated from such granitic gneisses retain inherited cores and mantles with abundant low-pressure mineral inclusions and impurities, and the metamorphic overgrowth rims contain quartz and other low-pressure mineral inclusions. The relative cathodoluminescence image reveals a primary magmatic crystallization pattern in the core and mantle, and an irregular zoning pattern in the rim. SHRIMP U-Pb analyses of zoned zircons were performed to constrain the age and geochronological significance of the non-HP granitic gneisses. In generally, the cores and mantles of zircons from non-HP granitic gneisses recorded 404~748 Ma (^{238}U - ^{206}Pb * age) for inherited zircons, implying partial loss of Pb from zircon in the protolith; the protolith age should be older than 748 Ma. While the overgrowth rims of zircons recorded 204~214 Ma (^{238}U - ^{206}Pb * age) for the late-stage amphibolite facies metamorphism related to rapid exhumation of the Sulu terrane, which is similar to that (the weighted mean age of ^{238}U - ^{206}Pb * = 211 ± 4 Ma; Liu et al., 2003a) recorded by the retrogressive rims of the zircons from the analyzed UHP paragneisses and UHP granitic gneisses in the southwestern Sulu terrane. These data indicate that part of the UHP granitic gneisses were intruded into supracrustal rocks prior to UHP metamorphism, but did not experience deep-obduction and UHP metamorphism during the middle Triassic. During the late Triassic, with rapid uplifting of the Sulu terrane, the non-UHP granitic gneisses were put together with the middle Triassic UHP metamorphic slabs and experienced amphibolite facies retrogressive metamorphism.

Key words: non-ultrahigh pressure; granitic gneiss; zircon; mineral inclusion; Laser Raman; cathodoluminescence; SHRIMP U-Pb dating; Sulu terrane

