

北苏鲁威海地区伟晶岩的形成过程及其与超高压岩石深熔作用的成因关系

刘福来,王舫,刘平华

中国地质科学院地质研究所,北京,100037

内容提要:在北苏鲁超高压变质带的威海地区,普遍发育与含黑云母正片麻岩深熔作用存在密切成因关系的伟晶岩,它们主要以规模不一的脉体、无根不规则的透镜体赋存于超高压的含黑云母正片麻岩中。锆石中矿物包体的激光拉曼鉴定、锆石阴极发光图像分析、不同性质锆石微区 U-Pb 定年以及锆石原位微量元素和 Lu-Hf 同位素测试等综合研究结果表明,伟晶岩(WH19)中的锆石成因相对复杂,可划分为两种类型:第一类具有强发光效应(白色)的继承性岩浆结晶锆石的核(Ic)、强发光效应(灰白色)新生岩浆结晶锆石的幔(m)和相对弱发光效应(黑色)的岩浆结晶锆石的边(r);第二类具有强发光效应(灰白色)新生岩浆结晶锆石的核(c)和相对弱发光效应(黑色)的岩浆结晶锆石的边(r)。其中继承性岩浆结晶锆石核部(Ic)的矿物包体为 $Qtz + Kfs + Pl + Ap$,与围岩含黑云母正片麻岩的基质矿物组合十分相似。继承性岩浆结晶锆石核部(Ic)记录的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为769~228 Ma,所组成的不一致线的上交点年龄为 788 ± 21 Ma,下交点年龄为 225 ± 20 Ma,这两组年龄分别与围岩含黑云母正片麻岩的原岩形成时代和超高压变质时代完全一致,表明该类继承性岩浆锆石来源于围岩含黑云母正片麻岩。新生岩浆结晶锆石的核部(c)和幔部(m)的矿物包体为 $Qtz + Kfs + Ap$,与伟晶岩的基质矿物组合相似,记录的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为223~217 Ma,谐和年龄为 219.5 ± 1.4 Ma,应代表伟晶质岩浆的形成年龄或新生岩浆的初始结晶年龄。这组年龄比含黑云母正片麻岩的超高压年龄偏新,表明深熔作用应滞后于苏鲁地体超高压变质时代,更有可能发生于构造折返麻粒岩相升温减压退变质阶段。新生岩浆结晶锆石的边部(r)矿物包体相对较少,记录的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为217~211 Ma,谐和年龄为 214.6 ± 1.7 Ma,应代表伟晶质岩浆结晶结束的时代。继承性岩浆结晶锆石(Ic)的 $^{176}Lu/^{177}Hf = 0.00031 \sim 0.00360$, $^{176}Hf/^{177}Hf(t) = 0.282051 \sim 0.282348$, $\epsilon Hf(t) = -8.3 \sim -2.4$, $T_{DM2} = 1.43 \sim 2.02$ Ga,与围岩含黑云母正片麻岩中岩浆结晶锆石的 Lu-Hf 同位素特征完全一致,这进一步充分证明了新元古代含黑云母正片麻岩是深熔作用形成的伟晶质岩浆的母岩。麻粒岩相退变质阶段形成的新的岩浆结晶锆石的核部(c)和幔部(m)与继承性岩浆结晶锆石的 Hf 同位素特征存在明显差异, $^{176}Lu/^{177}Hf = 0.00031 \sim 0.00099$, $^{176}Hf/^{177}Hf(t) = 0.282175 \sim 0.282225$, $\epsilon Hf(t) = -16.7 \sim -14.9$, $T_{DM2} = 1.91 \sim 2.0$ Ga,表明在麻粒岩相退变质阶段,围岩含黑云母花岗岩的深熔作用是在开放体系条件下进行的。与新生岩浆结晶锆石核部(c)和幔部(m)对比,新生岩浆结晶锆石的边部(r)具有偏低的 $^{176}Hf/^{177}Hf(t)$ 、 $\epsilon Hf(t)$ 和更加离散的 $^{176}Lu/^{177}Hf(t)$ 值, $^{176}Lu/^{177}Hf(t) = 0.00059 \sim 0.00288$, $^{176}Hf/^{177}Hf(t) = 0.282110 \sim 0.282168$, $\epsilon Hf(t) = -20.6 \sim -17.3$, $T_{DM2} = 2.03 \sim 2.21$ Ma,表明伟晶质岩浆在临近结晶结束时仍然处在一个相对开放的体系条件。

关键词:北苏鲁超高压地体;深熔作用;伟晶岩;Hf 同位素;U-Pb 定年;锆石

苏鲁-大别地体是世界上规模最大的超高压变质带,自从在其内部榴辉岩中发现柯石英和金刚石以来(Okay et al., 1989; Wang et al., 1989; Hirajima et al., 1990; Xu et al., 1992),该超高压变质带逐渐引起了国内外地质学家们的广泛关注,并成为世界上有关超高压变质演化研究的热点地区之一。经过近20年的研究,在岩石学、岩相学、成因

矿物学、地球化学、同位素年代学、流体地质学、构造地质学以及变质作用 P-T-t 轨迹等诸多方面取得了一系列重要成果和进展(刘福来等, 2003, 2007; Zheng, 2008)。例如,确定苏鲁-大别地体超高压变质岩的原岩主要为扬子陆块北缘新元古代中期(780~740 Ma)裂谷岩浆作用的产物(Ames et al., 1996; Rowley et al., 1997; Hacker et al.,

注:本文为国家杰出青年基金项目(编号40725007)、国家自然科学基金重大项目(编号40399143)和中国地质调查局地质大调查项目(编号1212010811065)的资助成果。

收稿日期:2009-03-30;改回日期:2009-06-30;责任编辑:郝梓国。

作者简介:刘福来,男,1963年生。博士生导师。主要从事变质地质学 and 同位素年代学研究。Email: lfl0225@sina.com。

1998; Zheng et al., 2003);通过变质锆石中矿物包体的系统研究,证实苏鲁-大别地体曾发生过巨量物质深俯冲-超高压变质的壮观地质事件(Liu F et al., 2001, 2002, 2004a; 2007b);巨量低 $\delta^{18}\text{O}$ 新元古代岩浆岩分布范围的确定,为厘定扬子陆块与华北陆块在三叠纪碰撞缝合线位置提供了关键证据(Zheng, 2008);在苏鲁-大别榴辉岩及强退变质岩石的含柯石英锆石微区和含低压矿物包体的退变边,分别获得了精确的超高压变质时代、后期角闪岩相退变质时代及其持续的时间(刘福来等, 2003; Liu F et al., 2004b, 2004c, 2005; 2006; 2008);在榴辉岩、石榴橄榄岩的基质矿物中以及变沉积岩(包括大理岩及内部榴辉岩透镜体)变质锆石中均发现大于 200 公里甚至超过 300 公里的超深俯冲矿物学证据(Ye et al., 2000; Liu F et al., 2006, 2007a; Liu X et al., 2007);建立苏鲁-大别地体深俯冲进变质-超高压峰期变质-构造折返退变质连续而完整的 P-T-t 轨迹及精细的年代谱系(Liu F et al., 2006, 2007a);发现苏鲁-大别超高压变质带在大陆地壳俯冲过程中上、下地壳之间出现了深部拆离和差异折返(Xu et al., 2006; Liu Y et al., 2007; Liu X et al., 2008);流体包裹体及名义上无水矿物结构水研究结果发现,苏鲁-大别地体的表壳岩在地幔深度的超高压峰期变质阶段流体活动性很弱,而在折返过程中流体活动性则很强(Rumble et al., 2000; Fu et al., 2001; Xiao et al., 2002; Zheng et al., 2003);多种超高压岩石中不同性质锆石的 Lu-Hf 同位素及其指示意义的研究也取得了重要进展(Zheng et al., 2005, 2006; Wu et al., 2006; Liu F et al., 2008)。然而,值得注意的是,苏鲁-大别超高压变质带仍然存在一系列关键问题尚未解决或处在初始研究阶段。有关超高压岩石的变质作用和深熔作用二者之间成因关系的研究是目前地学界研究的前沿课题之一,而有关苏鲁-大别超高压变质带的深熔作用特征及成因机制的研究目前仍处于起步阶段。以苏鲁超高压变质带为例,野外地质考察和室内岩相学研究结果均表明,南苏鲁(东海—莒南—日照等地)超高压岩石的深熔作用强度相对较弱,而北苏鲁(诸成一荣成一威海-烟台等地)超高压岩石的深熔作用强度相对较强。部分研究者认为,造成南、北苏鲁深熔作用强弱程度的差异,主要归因于在构造折返近等温减压阶段二者抬升速率的不同而引起的;另一部分研究者则归咎于在构造折返阶段二者经历了不同的 P-T 演化而引

起的深熔强度和规模的差异。此外,有关北苏鲁超高压岩石深熔作用的时间以及成因机制目前也存在分歧:部分研究者认为,北苏鲁深熔作用发生于超高压变质峰期阶段,是片麻岩类岩石中长英质矿物发生部分熔融的结果(Wallis et al., 2005);另一部分研究者则认为深熔作用发生于构造折返的退变质阶段,是由含水矿物(如多硅白云母)发生脱水熔融所致(Ye et al., 2001)。

鉴于存在上述关键问题,本文以北苏鲁超高压变质带威海地区出露的伟晶岩为重点研究对象,对其形成过程和成因机制进行深入而系统的研究。首先,采用激光拉曼技术对伟晶岩锆石中的矿物包体种类及其性质进行系统鉴定和分析;然后,对锆石晶体进行阴极发光照相,同时参照矿物包体的分布特征,区分不同性质的锆石微区;最后,采用 LA-(MC)-ICP-MS 技术对不同性质锆石微区进行系统定年、微量元素分析和 Lu-Hf 同位素成分测试。在上述研究的基础上,阐明研究区伟晶岩中锆石的成因机制,查明伟晶岩的形成过程和深熔作用寄主岩石的性质,准确限定深熔作用的时间,最后,阐明苏鲁超高压岩石的变质演化与深熔作用相互间的成因关系。

1 研究区的地质背景

苏鲁高压-超高压变质带是秦岭-桐柏-大别造山带的东延部分,其西侧以郯庐断裂为界与大别超高压变质带分割,并向北北东方向滑移约 350 km (Zhang et al., 1995)。根据岩石学、岩相学及变质作用特征,苏鲁高压-超高压变质带可进一步划分为南部的高压(HP)变质带和北部的超高压(UHP)变质带(Zhang et al., 1995; Xu et al., 2006)。南部的高压变质带主要以含云母正、副片麻岩为主,夹有含蓝晶石石英岩、云母片岩、云母石英片岩、含磷灰石大理岩,局部见有少量的蓝片岩。上述岩石均经历了高压变质作用,峰期变质条件为 $t = 500 \sim 600^\circ\text{C}$, $p = 1.2 \sim 1.8 \text{ GPa}$ (Liu et al., 2004a)。这些高压岩石普遍经历了后期角闪岩相-绿片岩相退变质作用的改造。北部的超高压变质带主体岩性为各类正片麻岩,夹有各类副片麻岩、含蓝晶石石英岩、云母片岩、大理岩以及大量规模不一的榴辉岩和超镁铁质岩石的透镜体或团块(Hirajima et al., 1990; Zhang et al., 1995)。这些岩石普遍经历了后期角闪岩相退变质作用的改造,但在其副矿物锆石中,普遍发现以柯石英为代表的超高压矿物包体(Liu F et al., 2001, 2002, 2004a,

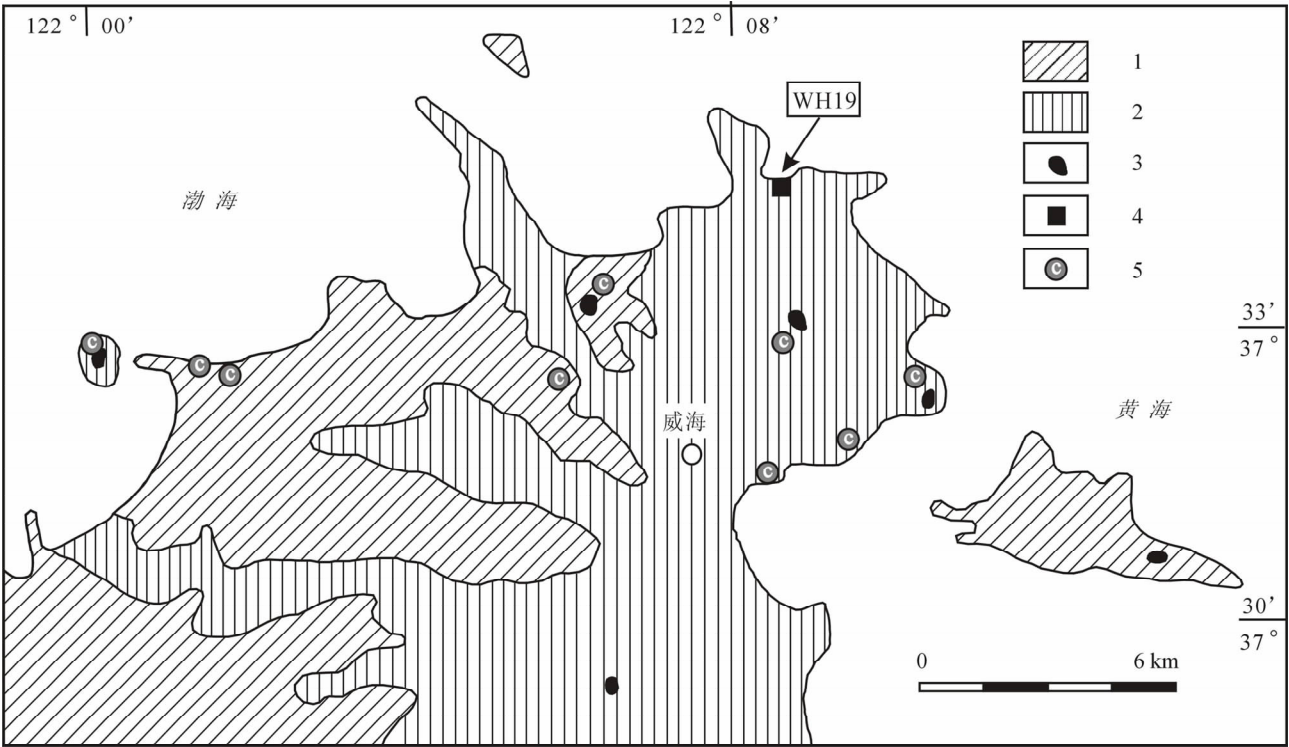


图 1 北苏鲁威海超高压变质区的地质简图

Fig. 1 Tectonic sketch of the Weihai area, north Sulu ultrahigh-pressure (UHP) metamorphic terrane, showing the distribution of the UHP gneissic rocks, migmatites and eclogites

- 1—超高压岩石;2—混合岩;3—榴辉岩和斜长角闪岩;4—采样位置;5—锆石中含柯石英
- 1—Ultrahigh-pressure metamorphic rock;2—migmatite;3—eclogite and amphibolite;4—sample location;
- 5—coesite as an inclusion preserved in zircon

2007b),表明苏鲁地体广泛分布的榴辉岩及其强退变质的围岩均经历了超高压变质作用。此外,在苏鲁超高压变质带中还分布大量造山后的白垩纪花岗岩(Xu et al., 2006)。

本文研究区位于苏鲁超高压变质带北部的威海地区,区内出露的主体岩性为各类强退变质的正、副片麻岩,在这些片麻岩的锆石中发现了柯石英等超高压矿物包体(图1),标志着这些强退变质岩石也曾经历了超高压变质作用。榴辉岩和超镁铁质岩石常以透镜体或团块分布于强退变质的正、副片麻岩中(图1),在这些榴辉岩的石榴石中也发现了标志性超高压矿物包体——柯石英(Wang et al., 1993)。此外,研究区深熔作用现象异常发育,主要表现为含黑云母的正片麻岩和副片麻岩普遍发生长英质矿物的部分熔融,伟晶岩呈不规则脉状分布于含黑云母的花岗岩中(图2)。伟晶岩脉规模不一,有的脉宽只有2~3cm,有的则可达1~2 m以上。本文研究的伟晶岩样品(WH19)的采样位置如图1所示。岩石呈浅肉红色-灰白色,粗粒花岗结晶结

构,块状构造。矿物组成主要为微斜长石(约53%)、石英(约40%)和钠长石(约5%),此外,岩石中还含有少量的云母、磷灰石、独居石和锆石等,含量约2%左右。文中采用的矿物缩写代号全部采用Kretz(1983)的资料。

2 实验研究方法

本文研究的伟晶岩样品(WH19)采自威海市东北约7 km邻近海边的露头(图1, 2),样品重量约10kg。在系统野外观察和室内岩相学研究的基础上,在河北省廊坊市区域地质调查研究院碎样室对该样品进行初步破碎、清洗、烘干和筛选。根据锆石的粒级,对样品进一步破碎,并重复上述的加工过程。在此基础上,采用磁选和重液分选出锆石晶体,同时在立体显微镜下对锆石的颜色、形态、透明度、矿物包体等进行系统观察,并精选600粒以上形态完整、粒度粗大、透明度相对较好的锆石晶体,制成符合激光拉曼包体矿物测试、阴极发光图像照相、LA-(MC)-ICP-MS原位U-Pb定年、微量元素和



图 2 伟晶岩的野外产状及其与围岩含黑云母正片麻岩的接触关系照片

Fig. 2 Photograph of field occurrence of pegmatite and biotite-bearing orthogneiss in Weihai area, north Sulu UHP metamorphic terrane

Lu-Hf 同位素测试的标准样靶。锆石中矿物包体的激光拉曼鉴定在国土资源部大陆动力学重点实验室 RENISHOW-1000 型拉曼谱仪上进行,阴极发光图像照相和分析在北京离子探针中心阴极发光仪上进行,锆石的原位 U-Pb 定年、微量元素和 Lu-Hf 同位素测试均在德国歌德大学 (Institute of Geosciences, Mineralogy, J. W. Goethe University) 同位素实验室进行。上述各项测试分析测试的条件及流程详见 Liu 等 (2008) 和 Gerdes 等 (2009) 的文献资料。

3 伟晶岩锆石中矿物包体性质及阴极发光图像特征

矿物包体和阴极发光图像分析研究结果表明,伟晶岩 (WH19) 中锆石的成因类型十分复杂。依据锆石的阴极发光图像特征,WH19 中的锆石可划分为三种类型:第一种类型的锆石自核部到边部均显示典型的岩浆结晶环带,但核部的发光强度明显强于边部,具有强发光效应 (灰白色) 的核 (c) 和弱发光效应 (灰黑色-黑色) 的边 (r) (图 3a, b,

c)。自核部到边部的矿物包体组合均为石英 (Qtz) + 钾长石 (Kfs) + 磷灰石 (Ap) (表 1),与伟晶岩的基质矿物组合十分相似,表明该类锆石是在伟晶岩的结晶阶段形成的原生岩浆结晶锆石。第二类锆石的阴极发光图像与第一类锆石存在明显差别,具有强发光效应 (白色) 继承性岩浆结晶锆石的核 (Ic)、强发光效应 (灰白色) 的幔部 (m) 和弱发光效应的边部 (r) (图 3d, e)。其中继承性岩浆结晶锆石的核 (Ic) 呈浑圆状或不规则形状,具有相对明显的熔蚀结构,相应的矿物包体为 Qtz + Kfs + 钠长石 (Ab) + Ap,与伟晶岩的围岩含黑云母正片麻岩的基质矿物组合完全一致,表明该类继承性锆石来源于围岩含黑云母正片麻岩,并经历了部分熔蚀。而强发光效应 (灰白色) 的幔部 (m) 和弱发光效应的边部 (r) 的阴极发光图像特征与第一类锆石的核部 (c) 和边部 (r) 完全对应,相应的矿物包体为 Qtz + Kfs + Ap,表明该类锆石的幔部和边部是在伟晶岩结晶时形成的原生岩浆结晶锆石。第三类锆石与第二类锆石最显著的区别是,没有或只有极窄的弱发光效应的边部 (图 3f)。该类锆石具有强发

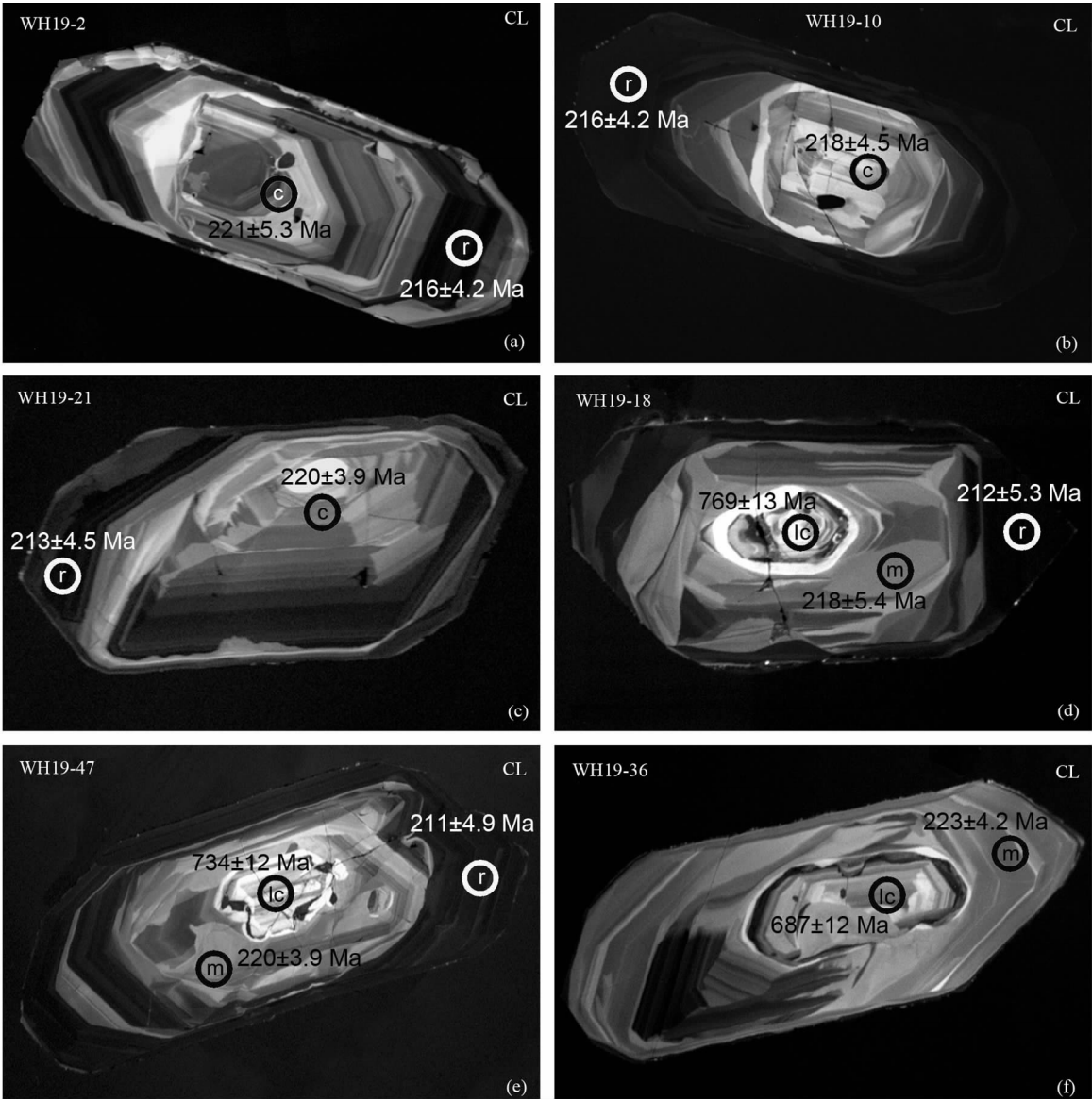


图 3 北苏鲁威海超高压变质区伟晶岩 (WH19) 中锆石的阴极发光图像及 U-Pb 定年结果

Fig. 3 Cathodoluminescence (CL) images of zircons from pegmatite sample WH19 in Weihai area, north Sulu UHP metamorphic terrane

(a) — 锆石晶体 WH19-2 的阴极发光图像及 U-Pb 定年结果, 具有强发光效应的岩浆结晶环带的核 (c) 和弱发光效应岩浆结晶环带的边 (r); (b) — 锆石晶体 WH19-10 的阴极发光图像及 U-Pb 定年结果, 具有强发光效应的岩浆结晶环带的核 (c) 和弱发光效应岩浆结晶环带的边 (r); (c) — 锆石晶体 WH19-21 的阴极发光图像及 U-Pb 定年结果, 具有强发光效应的岩浆结晶环带的核 (c) 和弱发光效应岩浆结晶环带的边 (r); (d) — 锆石晶体 WH19-18 的阴极发光图像及 U-Pb 定年结果, 具有强发光效应继承性岩浆结晶锆石的核 (lc)、强发光效应的岩浆结晶环带的幔 (m) 和弱发光效应岩浆结晶环带的边 (r); (e) — 锆石晶体 WH19-47 的阴极发光图像及 U-Pb 定年结果, 具有强发光效应继承性岩浆结晶锆石的核 (lc)、强发光效应的岩浆结晶环带的幔 (m) 和弱发光效应岩浆结晶环带的边 (r); (f) — 锆石晶体 WH19-36 的阴极发光图像及 U-Pb 定年结果, 具有强发光效应继承性岩浆结晶锆石的核 (lc)、强发光效应的岩浆结晶环带的幔 (m) 和极窄弱发光效应岩浆结晶环带的边 (r)

(a) — Cathodoluminescence (CL) image and SHRIMP ages of zircon grain WH19-2 with high-luminescent magmatic core (c) and low-luminescent magmatic rim (r); (b) — Cathodoluminescence (CL) image and SHRIMP ages of zircon grain WH19-10 with high-luminescent magmatic core (c) and low-luminescent magmatic rim (r); (c) — Cathodoluminescence (CL) image and SHRIMP ages of zircon grain WH19-21 with high-luminescent magmatic core (c) and low-luminescent magmatic rim (r); (d) — Cathodoluminescence (CL) image and SHRIMP ages of zircon grain WH19-18 with high-luminescent inherited magmatic core (lc), newly high-luminescent magmatic mantle (m) and newly low-luminescent magmatic rim (r); (e) — Cathodoluminescence (CL) image and SHRIMP ages of zircon grain WH19-47 with high-luminescent inherited magmatic core (lc), newly high-luminescent magmatic mantle (m) and newly low-luminescent magmatic rim (r); (f) — Cathodoluminescence (CL) image and SHRIMP ages of zircon grain WH19-36 with high-luminescent inherited magmatic core (lc), newly high-luminescent magmatic mantle (m) and narrowly low-luminescent magmatic rim (r)

表 1 北苏鲁威海超高压变质区伟晶岩 (WH19) 锆石的 LA-ICP-MS 定年结果

Table 1 Results of U-Th-Pb LA-ICP-MS analyses of zircons from pegmatite sample WH19 in Weihai area, north Sulu UHP terraine

样品及分析点	微区	矿物包体	U ($\times 10^{-6}$)	Th ($\times 10^{-6}$)	Th/U	$^{206}\text{Pb}/$ ^{204}Pb	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	$\pm 2\sigma(\%)$	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	$\pm 2\sigma(\%)$	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$\pm 2\sigma(\%)$	年龄 (Ma)					
													$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$\pm 2\sigma$
WH19：继承性岩浆结晶锆石核部																		
WH19-18-Ic	Ic	Qtz, Ap	487	250	0.51	22104	0.1268	1.8	1.1390	2.2	0.0652	1.2	769	13	772	12	780	26
WH19-22-Ic	Ic	Kfs	350	136	0.39	8841	0.1247	1.9	1.1191	2.7	0.0651	1.9	758	13	763	14	777	40
WH19-36-Ic	Ic	Qtz, Ab	394	148	0.37	11684	0.1125	1.9	0.9989	2.8	0.0644	2.1	687	12	703	15	754	44
WH19-47-Ic	Ic	no	754	606	0.80	6783	0.1206	1.7	1.0845	2.3	0.0652	1.5	734	12	746	12	782	32
WH19-56-Ic	Ic	Qtz, Ab	299	165	0.55	8693	0.0980	2.7	0.8622	3.5	0.0638	2.2	603	16	631	17	735	47
WH19-77-Ic	Ic	Phe, Ap	359	0.6	0.002	4653	0.0361	2.2	0.2530	3.5	0.0509	2.7	228	4.9	229	7.2	236	62
WH19：新生岩浆结晶锆石核部或幔部																		
WH19-2-c	c	Qtz, Kfs, Ap	234	0.2	0.007	2470	0.0349	2.4	0.2473	4.4	0.0514	3.7	221	5.3	224	9.0	260	85
WH19-10-c	c	Qtz, Kfs	1924	6	0.003	20139	0.0343	2.1	0.2380	2.7	0.0503	1.7	218	4.5	217	5.3	207	40
WH19-18-m	m	QTz, Kfs, Ap	975	9	0.009	1168	0.0343	2.5	0.2484	6.6	0.0525	6.1	218	5.4	225	13.5	307	140
WH19-21-c	c	Qtz, Kfs	307	0.2	0.002	36666	0.0347	1.8	0.2434	2.4	0.0508	1.6	220	3.9	221	4.8	234	37
WH19-22-m	m	Kfs	622	2	0.003	8252	0.0352	2.0	0.2470	2.8	0.0508	2.0	223	4.3	224	5.7	234	47
WH19-36-m	m	Qtz, Kfs, Ap	1052	2	0.001	15200	0.0353	1.9	0.2489	3.0	0.0512	2.3	223	4.2	226	6.2	249	54
WH19-47-m	m	Qtz, Kfs	359	1	0.004	8480	0.0347	1.8	0.2450	2.8	0.0513	2.1	220	3.9	223	5.6	252	48
WH19-56-m	m	Kfs, Ap	1591	1	0.001	13549	0.0347	1.7	0.2426	2.4	0.0508	1.7	220	3.8	221	4.8	230	39
WH19-79-c	c	Qtz, Kfs, Ap	798	1	0.001	13831	0.0343	1.7	0.2380	2.4	0.0503	1.6	218	3.7	217	4.6	208	37
WH19-83-m	m	Qtz	826	4	0.004	2007	0.0351	1.6	0.2513	4.4	0.0519	4.1	222	3.5	228	9.0	282	94
WH19-86-m	m	Kfs, Ap	1188	5	0.004	17538	0.0343	1.6	0.2389	2.4	0.0505	1.8	218	3.3	218	4.7	216	42
WH19-98-m	m	Qtz, Kfs, Ap	1058	3	0.003	962	0.0342	1.7	0.2316	4.8	0.0492	4.5	217	3.6	211	9.1	155	104
WH19：新生岩浆结晶锆石边部																		
WH19-2-r	r	Kfs, Ap	2056	32	0.016	21587	0.0341	2.0	0.2386	2.6	0.0507	1.7	216	4.2	217	5.2	228	40
WH19-10-r	r	Kfs	5257	60	0.011	30648	0.0340	2.0	0.2359	2.3	0.0503	1.2	216	4.2	215	4.5	210	28
WH19-18-r	r	no	3878	94	0.024	1131	0.0334	2.5	0.2347	4.4	0.0510	3.5	212	5.3	214	8.5	241	82
WH19-21-r	r	no	4636	19	0.004	8425	0.0336	2.1	0.2349	2.6	0.0507	1.4	213	4.5	214	5.0	227	33
WH19-22-r	r	Qtz	3082	34	0.011	19379	0.0339	2.4	0.2369	2.8	0.0508	1.5	215	5.1	216	5.5	230	35
WH19-47-r	r	Kfs	8502	220	0.026	1103	0.0332	2.4	0.2295	4.2	0.0501	3.5	211	4.9	210	8.0	202	80
WH19-56-r	r	no	1870	12	0.006	17245	0.0343	2.0	0.2376	2.7	0.0503	1.8	217	4.2	216	5.2	210	42
WH19-79-r	r	Ap	3360	22	0.001	5431	0.0341	1.6	0.2360	3.1	0.0502	2.6	216	3.5	215	6.0	206	61
WH19-86-r	r	no	4030	33	0.008	10459	0.0340	1.9	0.2345	3.3	0.0501	2.7	215	3.9	214	6.3	199	63

注: no—没有矿物包体; Ic—继承性岩浆结晶锆石核部; c—新生岩浆结晶锆石核部; m—新生岩浆结晶锆石幔部; r—新生岩浆结晶锆石边部。

光效应(白色)的继承性岩浆结晶锆石的核(Ic),相应的矿物包体与第二类锆石的继承性岩浆结晶锆石核部的矿物包体十分相似。而强发光效应(灰白色)的幔部具有典型的岩浆结晶环带,该类性质锆石微区不仅是阴极发光图像特征,还是矿物包体性质均与第二类锆石的幔部完全一致。

4 伟晶岩(WH19)中不同性质锆石微区的 U-Pb 定年结果

采用 LA-MC-ICP-MS 技术对样品 WH19 中 13 粒锆石合计 27 个不同性质锆石微区进行了 U-Pb 定年测试,分析测试的结果列入表 1 中,相应的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄关系图解如图 4、5 所示。

4.1 继承性岩浆结晶锆石核部(Ic)的 U-Pb 定年结果

从表 1 和图 4 可以明显看出,6 个继承性岩浆结晶锆石核部微区(Ic)记录了 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄变化很大,最老年龄为 $769 \pm 13 \text{ Ma}$,最新年龄只有为 $228 \pm 4.9 \text{ Ma}$,最老和最新之间的年龄差达到 641 Ma,表明这些继承性岩浆结晶锆石经历了不同程度的重结晶作用和 Pb 丢失。该类性质锆石微区的 U 含量为 $299 \times 10^{-6} \sim 454 \times 10^{-6}$,而 Th 含量大多数变化于 $136 \times 10^{-6} \sim 606 \times 10^{-6}$ 之间,相应的 Th/U 比值为 0.37~0.80 之间(表 1),上述性质与围岩含黑云母正片麻岩的继承性岩浆结晶锆石十分相似。值得注意的是,在记录 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 $228 \pm 4.9 \text{ Ma}$ 这一锆石微区,Th 含量异常偏低,只有 0.6×10^{-6} (表 1),记录的年龄也与区域超高压变质年龄十分相近,表明这一继承性岩浆结晶锆石微区经历了完全重结晶,同时改变其 Th 含量,使其 Th/U 比值降低。此外,从图 1 可以明显看出,6 个继承性岩浆结晶锆石核部(Ic)所组成的不一致线的上交点年龄为 $788 \pm 21 \text{ Ma}$,而下交点的年龄为 $225 \pm 20 \text{ Ma}$,应分别代表伟晶岩寄主母岩——含黑云母正片麻岩的原岩形成年龄和超高压变质年龄。

4.2 新生岩浆结晶锆石核部(c)和幔部(m)的 U-Pb 定年结果

从表 1 和图 5a 可以明显看出,12 个新生岩浆结晶锆石核部(c)和幔部(m)记录了十分相似的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄,最老年龄为 $223 \pm 4.3 \text{ Ma}$,最新年龄为 $217 \pm 3.6 \text{ Ma}$,相对应的谐和年龄为 $219.5 \pm 1.4 \text{ Ma}$ (MSWD = 1.40),应代表伟晶岩岩浆的形成年龄或初始结晶年龄。与继承性岩浆结晶锆石

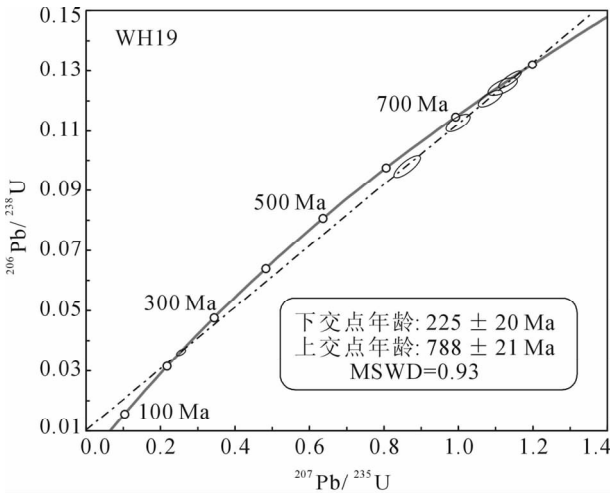


图 4 北苏鲁威海超高压变质区伟晶岩(WH19)中继承性岩浆结晶锆石微区(Ic) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄关系图解

Fig. 4 The diagram of $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ relationship recorded in the inherited magmatic zircon core from pegmatite sample WH19 in Weihai area, north Sulu UHP metamorphic terrane

核部(Ic)相对比,该类性质锆石微区的 U 含量明显偏高,而 Th 含量异常偏低,其中大多数微区 U 含量变化于 $622 \times 10^{-6} \sim 1924 \times 10^{-6}$ 之间,Th 含量为 $0.2 \times 10^{-6} \sim 9 \times 10^{-6}$,相应的 Th/U 比值只有 0.001~0.009(表 1)。

4.3 新生岩浆结晶锆石边部(r)的 U-Pb 定年结果

与新生岩浆结晶锆石核部(c)和幔部(m)对比,新生岩浆结晶锆石微区边部(r)记录的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄相对偏新(表 1;图 5b)。在 9 个测试微区中,记录的最老年龄为 $217 \pm 4.2 \text{ Ma}$,最新年龄为 $211 \pm 4.9 \text{ Ma}$,相对应的谐和年龄为 $214.6 \pm 1.7 \text{ Ma}$ (MSWD = 1.30),应代表伟晶岩岩浆结晶结束的年龄。此外,与新生岩浆结晶锆石核部(c)和幔部(m)对比,新生岩浆结晶锆石边部(r)的 U 和 Th 含量均明显偏高,其中 U 含量变化于 $2056 \times 10^{-6} \sim 8502 \times 10^{-6}$ 之间,Th 含量为 $10 \times 10^{-6} \sim 220 \times 10^{-6}$,相应的 Th/U 比值只有 0.001~0.026(表 1)。

5 伟晶岩(WH19)中不同性质锆石微区的稀土元素和微量元素特征

本文对伟晶岩(WH19)中共进行了 18 个不同性质锆石微区的稀土元素和微量元素成分测试,其分析结果列入表 2 中,相应的稀土元素配分模式如

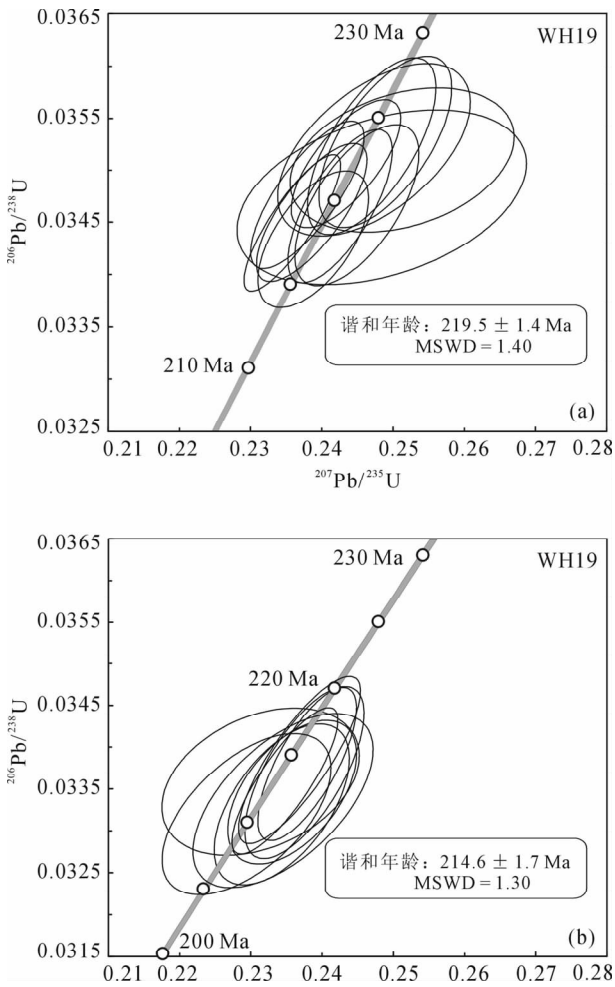


图 5 北苏鲁威海超高压变质区伟晶岩 (WH19) 中新
生岩浆结晶锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄关系图解
Fig. 5 The diagram of $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$
relationship recorded in the newly magmatic zircon from
pegmatite sample WH19 in Weihai area, north Sulu
UHP metamorphic terrane
(a)—新生岩浆结晶锆石核部 (c) 和幔部 (m);
(b)—新生岩浆结晶锆石边部 (r)
(a)—Newly magmatic zircon core (c) and mantle (m);
(b)—Newly magmatic zircon rim (r)

图 6 所示。

5.1 继承性岩浆结晶锆石核部 (Ic)

5 个继承性岩浆结晶锆石微区的 P, Ca, Ti, Sr, Y, Nb, Th, U 含量十分相似,平均含量依次为: $\text{P} = 205.8 \times 10^{-6}$, $\text{Ca} = 1162 \times 10^{-6}$, $\text{Ti} = 4.8 \times 10^{-6}$, $\text{Sr} = 1.26 \times 10^{-6}$, $\text{Y} = 1592 \times 10^{-6}$, $\text{Nb} = 9.8 \times 10^{-6}$, $\text{Th} = 131 \times 10^{-6}$, $\text{U} = 341 \times 10^{-6}$, 相应的 Th/U 平均比值为 0.79 (表 3)。

继承性岩浆结晶锆石微区轻稀土元素相对亏损,而重稀土元素相对富集,相应的稀土元素配分模

式显示重稀土部分明显上翘 (图 6a), 相应的 $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 0.00032$, 具有相对明显的正 Ce 异常和强烈的负 Eu 异常, $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 32.3$, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.021$ (表 3)。上述特征进一步证明该类性质锆石微区具有典型岩浆成因的特点。

表 2 北苏鲁威海超高压变质区伟晶岩 (WH19) 中不同
性质锆石微区稀土元素和微量元素成分特征
Table 2 Mean LA-ICP-MS trace-element composition of
different zircon domains from pegmatite sample WH19 in
Weihai area, north Sulu UHP terrane

锆石微区	继承性岩浆 锆石核部	新生岩浆结晶 锆石幔部	新生岩浆结晶 锆石边部
分析数(n)	5	8	5
P ($\times 10^{-6}$)	205.8	79.8	221.5
Ca	1162	1045	970
Ti	4.8	2.8	6.8
Sr	1.26	0.57	1.4
Y	1592	741	1739
Nb	9.8	16.0	43.8
La	0.22	0.01	7.8
Ce	18.4	0.33	27.8
Pr	0.21	0.01	5.4
Nd	2.8	0.11	34.9
Sm	5.7	0.11	18.7
Eu	0.48	0.05	2.7
Gd	31.0	1.56	25.4
Tb	10.8	1.34	6.8
Dy	149	34.9	106
Ho	55.8	20.6	50.3
Er	262	138	305
Tm	63.3	43.0	89.0
Yb	640	499	1003
Lu	95.8	80.8	154.5
Hf	13867	17154	15779
Ta	9.7	13.5	29.5
Th	131	1.6	13.3
U	341	1309	2499
Th/U	0.79	0.002	0.005
Lu/Hf	0.00753	0.00478	0.00971
Eu/Eu*	0.21	0.39	0.35
Ce/Ce*	32.2	11.6	0.91
(La/Yb) _N	0.00032	0.00002	0.00552
(La/Sm) _N	0.04724	0.05793	0.24149
(Gd/Yb) _N	0.03476	0.00245	0.02195

注: n 代表分析的锆石微区数。

5.2 新生岩浆结晶锆石核部 (c) 和幔部 (m)

与继承性岩浆结晶锆石核部 (Ic) 相比,新生岩浆结晶锆石核部 (c) 和幔部 (m) 的 P, Ca, Ti, Sr, Y, Th 含量偏低,而 Nb, U 含量明显偏高平均含量依次为: $\text{P} = 79.8 \times 10^{-6}$, $\text{Ca} = 1045 \times 10^{-6}$,

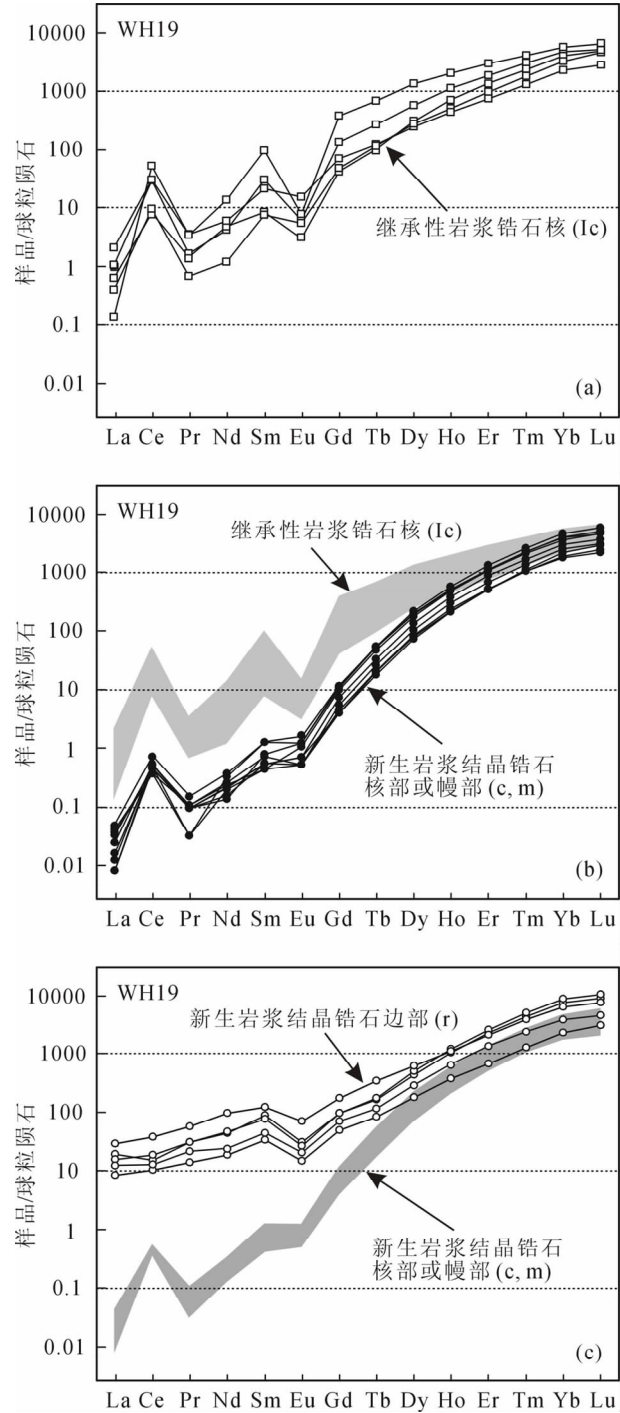


图 6 北苏鲁威海超高压变质区伟晶岩 (WH19) 中不同性质锆石微区球粒陨石标准化稀土元素配分曲线
Fig. 6 Chondrite normalized REE patterns of zircons from pegmatite sample WH19 in Weihai area, north Sulu UHP terrane

(a) — 继承性岩浆锆石核部 (Ic); (b) — 新生岩浆锆石核部 (c) 和幔部 (m); (c) — 新生岩浆锆石核部 (r)
(a) — Inherited magmatic zircon core (c); (b) — Newly magmatic zircon core (c) and mantle (m); (c) — Newly magmatic zircon rim (r)

$Ti = 2.8 \times 10^{-6}$, $Sr = 0.57 \times 10^{-6}$, $Y = 741 \times 10^{-6}$, $Th = 1.6 \times 10^{-6}$, $Nb = 16.0 \times 10^{-6}$, $U = 1309 \times 10^{-6}$, Th/U 比值异常偏低, 平均只有 0.002 (表 2)。与继承性岩浆锆石核部 (Ic) 相比, 该类性质锆石微区的各项稀土元素含量均偏低, 尤其是轻稀土元素 (LREE) 和中稀土元素 (MREE) 的含量明显亏损 (表 2), 这种特点在稀土元素配分模式上显示的更加明显 (图 6b), 相应的 $(La/Yb)_N = 2.0 \times 10^{-5}$, 具有相对较明显的正 Ce 异常和负 Eu 异常, $Ce/Ce^* = 11.6$, $Eu/Eu^* = 0.39$ (表 2)。该类性质锆石微区显示的轻、中稀土元素明显亏损可能与寄主岩石在深熔作用过程中, 富集轻、中稀土元素的独居石相对稳定、没有发生部分熔融 (或溶蚀) 有关。

5.3 新生岩浆结晶锆石边部 (r)

新生岩浆结晶锆石边部 (r) 的微量元素和稀土元素含量与新生岩浆结晶锆石的核部 (c) 和幔部 (m) 存在明显差异。其中 Y, Nb, Ta, Th 的含量明显偏高 (表 3), 相应的平均含量 $P = 221.5 \times 10^{-6}$, $Nb = 43.8 \times 10^{-6}$, $Ta = 29.5 \times 10^{-6}$, $Th = 13.3 \times 10^{-6}$, 特别是 U 的含量异常偏高, 达到 2499×10^{-6} , 相应的 Th/U 比值只有 0.005 (表 3)。

与新生岩浆结晶锆石核部 (c) 和幔部 (m) 对比, 新生岩浆结晶锆石边部 (r) 轻稀土元素更加富集, 而重稀土元素略有富集 (表 3; 图 6c)。其中 $La = 7.8 \times 10^{-6}$, $Ce = 27.8 \times 10^{-6}$, $Pr = 5.4 \times 10^{-6}$, $Nd = 34.9 \times 10^{-6}$, $Sm = 18.7 \times 10^{-6}$, 相应的 $(La/Yb)_N$ 比值明显偏高为 0.00552。稀土元素配分模式具有略左倾的特点 (图 7c), 不具有 Ce 异常 ($Ce/Ce^* = 0.91$), 具有较明显的负 Eu 异常 ($Eu/Eu^* = 0.35$)。上述特征表明, 岩浆结晶晚期阶段, 流体中富集轻稀土元素, 引起新生岩浆结晶锆石边部 (r) 富集轻稀土元素。

6 伟晶岩 (WH19) 中不同性质锆石微区的 Hf 同位素性质

采用 LA-(MC)-ICP-MS 测试技术对伟晶岩 (WH19) 中不同性质锆石微区进行了 Hf 同位素测试, 其分析结果列入表 3 中, 相应的图解如图 7 和 8 所示, 其中继承性岩浆结晶锆石核部 (Ic)、新生岩浆结晶锆石核部 (c) 和幔部 (m)、新生岩浆结晶锆石边部 (r) 模式年龄 (T_{DM2}) 分别以 788 Ma、219.5 Ma 和 214.6 Ma 来进行计算。

表 3 北苏鲁威海超高压变质区伟晶岩 (WH19) 不同性质锆石微区 Lu-Hf 同位素分析结果

Table 3 LA-MC-ICP-MS Lu-Hf isotope data of zircons from pegmatite sample WH19 in Weihai area, north Sulu UHP terrane

分析点号	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{180}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	V_{Hf}	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{(t)}$	$\epsilon\text{Hf}(t)$	$\pm 2\sigma$	$T_{\text{DM2}}(\text{Ga})$
继承性岩浆结晶核部 (Ic)													
WH19-18-Ic	0.0327	37	0.00089	8	1.46707	1.88644	14	0.282131	35	0.282117	-6.0	1.0	1.89
WH19-22-Ic	0.0371	34	0.00106	7	1.46725	1.88671	17	0.282178	32	0.282162	-4.4	0.9	1.80
WH19-36-Ic	0.0085	7	0.00031	2	1.46709	1.88643	14	0.282352	25	0.282348	2.1	0.6	1.44
WH19-47-Ic	0.0332	28	0.00097	7	1.46710	1.88647	18	0.282189	28	0.282175	-4.0	0.7	1.78
WH19-56-Ic	0.0483	39	0.00117	7	1.46713	1.88646	13	0.282190	35	0.282172	-4.1	1.0	1.78
WH19-77-Ic	0.0357	38	0.00106	12	1.46722	1.88664	14	0.282304	34	0.282289	0.1	0.9	1.56
WH19-99-Ic	0.0332	28	0.00089	6	1.46713	1.88643	12	0.282280	31	0.282267	-0.7	0.8	1.60
WH19-101-Ic	0.1478	51	0.00360	8	1.46720	1.88656	15	0.282271	38	0.282217	-2.5	1.1	1.70
WH19-120-Ic	0.0167	15	0.00063	4	1.46717	1.88658	25	0.282365	24	0.282356	2.4	0.6	1.43
WH19-128-Ic	0.0318	28	0.00087	5	1.46706	1.88639	34	0.282064	28	0.282051	-8.3	0.7	2.02
新生岩浆结晶锆石核部(c)或幔部 (m)													
WH19-2-c	0.0119	12	0.00033	2	1.46718	1.88652	18	0.282192	22	0.282191	-16.1	0.4	1.97
WH19-10-c	0.0261	21	0.00075	5	1.46715	1.88646	18	0.282178	25	0.282175	-16.7	0.5	2.00
WH19-18-m	0.0316	26	0.00091	6	1.46714	1.88655	16	0.282230	27	0.282226	-14.9	0.6	1.91
WH19-21-c	0.0320	35	0.00087	7	1.46712	1.88642	21	0.282198	32	0.282194	-16.0	0.7	1.97
WH19-22-m	0.0161	24	0.00046	6	1.46711	1.88657	21	0.282220	24	0.282218	-15.2	0.4	1.92
WH19-36-m	0.0107	9	0.00031	2	1.46707	1.88639	21	0.282181	24	0.282179	-16.6	0.4	1.99
WH19-47-m	0.0202	17	0.00064	4	1.46723	1.88658	20	0.282180	24	0.282178	-16.6	0.5	2.00
WH19-56-m	0.0200	18	0.00054	4	1.46717	1.88664	18	0.282209	26	0.282207	-15.6	0.5	1.94
WH19-79-c	0.0336	33	0.00096	9	1.46711	1.88643	15	0.282229	30	0.282225	-14.9	0.7	1.91
WH19-83-m	0.0307	26	0.00087	5	1.46720	1.88661	21	0.282184	27	0.282180	-16.5	0.6	1.99
WH19-86-m	0.0233	19	0.00074	5	1.46716	1.88655	21	0.282180	28	0.282177	-16.6	0.6	2.00
WH19-98-m	0.0163	13	0.00049	3	1.46719	1.88653	15	0.282189	26	0.282187	-16.3	0.5	1.98
WH19-99-m	0.0332	27	0.00094	6	1.46714	1.88651	16	0.282216	28	0.282212	-15.4	0.6	1.93
WH19-101-m	0.0197	20	0.00059	4	1.46718	1.88654	14	0.282190	24	0.282187	-16.3	0.5	1.98
WH19-120-m	0.0343	29	0.00099	6	1.46724	1.88657	19	0.282206	29	0.282202	-15.7	0.6	1.95
WH19-128-m	0.0326	30	0.00093	6	1.46725	1.88671	19	0.282211	28	0.282207	-15.6	0.6	1.94
WH19-130-c	0.0166	14	0.00054	3	1.46713	1.88652	20	0.282189	28	0.282186	-16.3	0.6	1.98

续表 3

分析点号	¹⁷⁶ Yb/ ¹⁷⁷ Hf	±2σ	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	±2σ	¹⁷⁸ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁸⁰ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	V _{Hf}	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	±2σ	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf(_t)	εHf(<i>t</i>)	±2σ	<i>T</i> _{DM2} (Ga)
新生岩浆结晶锆石边部(r)													
WH19-2-r	0.0281	23	0.00084	5	1.46724	1.88665	18	0.282141	29	0.282138	−18.1	0.6	2.07
WH19-10-r	0.0333	31	0.00100	7	1.46729	1.88683	18	0.282117	42	0.282113	−19.0	1.1	2.12
WH19-18-r	0.0508	42	0.00137	9	1.46728	1.88682	20	0.282122	35	0.282117	−18.8	0.8	2.11
WH19-21-r	0.0448	36	0.00121	7	1.46715	1.88660	21	0.282107	35	0.282102	−19.4	0.8	2.14
WH19-22-r	0.0195	23	0.00059	5	1.46714	1.88659	18	0.282161	28	0.282159	−17.4	0.6	2.03
WH19-47-r	0.0582	48	0.00156	9	1.46718	1.88667	20	0.282130	40	0.282124	−18.6	1.0	2.10
WH19-56-r	0.0945	20	0.00222	7	1.46708	1.88638	23	0.282139	57	0.282130	−18.4	1.6	2.09
WH19-79-r	0.0270	22	0.00083	5	1.46725	1.88668	17	0.282160	28	0.282157	−17.4	0.6	2.04
WH19-86-r	0.0206	17	0.00060	4	1.46725	1.88670	18	0.282163	26	0.282161	−17.3	0.5	2.03
WH19-99-r	0.0373	32	0.00096	6	1.46713	1.88644	21	0.282117	31	0.282113	−19.0	0.7	2.12
WH19-101-r	0.0270	22	0.00084	5	1.46720	1.88663	14	0.282124	26	0.282121	−18.7	0.5	2.11
WH19-120-r	0.0911	44	0.00288	8	1.46721	1.88658	20	0.282079	52	0.282067	−20.6	1.4	2.21

6.1 继承性岩浆结晶锆石核部 (Ic) 的 Hf 同位素特征

从表 3 和图 7 可以明显看出,10 个继承性岩浆结晶锆石核部微区 (Ic) 的¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf 和¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf(*t*)比值变化很大,其中¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf 比值变化于 0.00031~0.00360 之间,¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf(*t*)比值变化于 0.282051~0.282348 之间。与新生的岩浆结晶锆石对比,继承性岩浆结晶锆石核部 (Ic) 的 εHf(*t*)值明显偏高,且变化范围较大,为-8.3~2.4 之间,相应的 *T*_{DM2} 为 1.43~2.02 Ga (表 3; 图 8)。继承性岩浆结晶锆石核部 (Ic) 的上述 Hf 同位素特征与围岩新元古代含黑云母正片麻岩继承性岩浆锆石的 Hf 同位素特征十分相似,也与邻区正片麻岩同类锆石的 Hf 同位素特征完全一致 (李向辉等, 2007),表明研究区超高压含黑云母正片麻岩 (原岩时代为 720~800 Ma) 主要由早元古代的地壳物质在新元古代深熔而成。

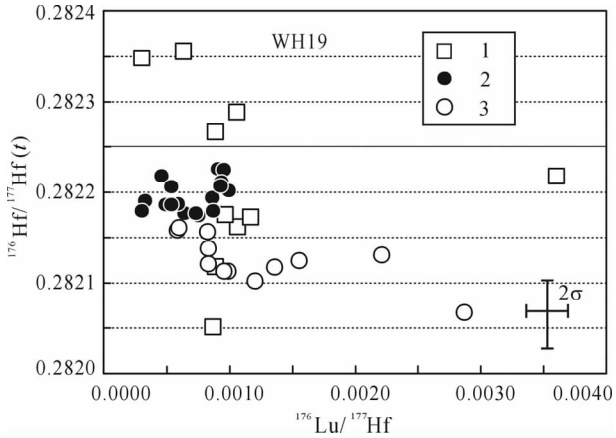


图 7 北苏鲁威海超高压变质区伟晶岩 (WH19) 中不同性质锆石微区 ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf-¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf(*t*)关系图解
Fig. 7 Relationship between ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf and ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf(*t*) ratios for the different zircon domains from pegmatite sample WH19 in Weihai area, north Sulu UHP terrane

- 1—继承性岩浆结晶锆石的核;2—新生岩浆结晶锆石核部和幔部;3—新生岩浆结晶锆石边部
- 1—Inherited magmatic zircon core;2—Newly magmatic zircon core and mantle;3—Newly magmatic zircon rim

6.2 新生岩浆结晶锆石核部 (c) 和幔部 (m) 的 Hf 同位素特征

与继承性岩浆结晶锆石核部 (Ic) 对比,17 个晚三叠世新生岩浆结晶锆石的核部 (c) 和幔部 (m) 微区的¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf(*t*) 和¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf 比值相对变化范围小,其中¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf 比值为 0.00031~

0.00099,¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf(*t*) 比值为 0.282175~0.282225 (表 3; 图 7)。与继承性岩浆结晶锆石核部 (Ic) 对比,新生岩浆结晶锆石的核部 (c) 和幔部 (m) 的 εHf(*t*)值明显偏低,变化于-16.7~-14.9 之间,而相应的 *T*_{DM2} 比微区 Ic 略为偏老,变化于 1.91~2.0 Ga 之间 (表 3; 图 8)。上述特征表明,研究区超高压的含黑云母正片麻岩在晚三叠世的深熔作用过程中,是在一个相对开放的体系条件下进行的。

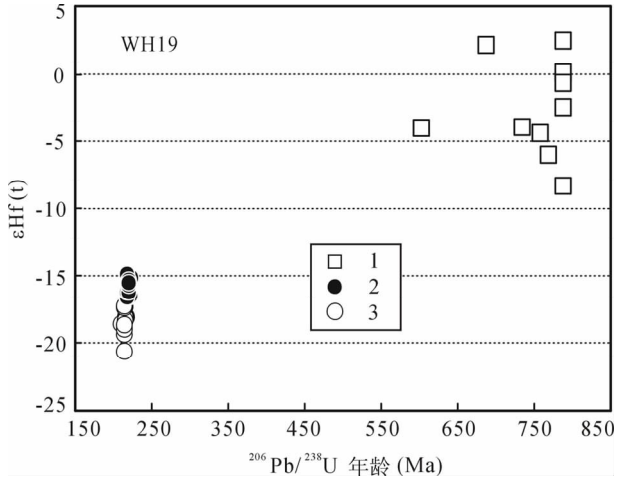


图 8 北苏鲁威海超高压变质区伟晶岩 (WH19) 中不同性质锆石微区 ²⁰⁶Pb/²³⁸U-εHf(*t*) 关系图解
Fig. 8 Relationship between ²⁰⁶Pb/²³⁸U age and εHf(*t*) values for the different zircon domains from pegmatite sample WH19 in Weihai area, north Sulu UHP metamorphic terrane

- 1—继承性岩浆结晶锆石的核;2—新生岩浆结晶锆石核部和幔部;3—新生岩浆结晶锆石边部
- 1—Inherited magmatic zircon core;2—Newly magmatic zircon core and mantle;3—Newly magmatic zircon rim

6.3 新生岩浆结晶锆石边部 (r) 的 Hf 同位素特征

与新生岩浆结晶锆石的核部 (c) 和幔部 (m) 对比,新生岩浆结晶锆石的边部 (r) 具有略偏低¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf(*t*)比值,但¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf 比值变化范围相对较大 (表 3; 图 7),其中¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf(*t*)比值变化于 0.282102~0.282161 之间,¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf 比值变化于 0.00059~0.00288 之间。εHf(*t*)和 *T*_{DM2} 值均与微区 II 十分相似。其中 WH₁₉ 共计 12 个该类性质锆石微区¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf(*t*)比值变化于 0.282110~0.282168 之间,¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf 比值变化于 0.00077~0.00122。εHf(*t*)值也明显偏低,变化于-20.6~-17.3 之间,相应的 *T*_{DM2} 变化于 2.03~2.21 Ma 之间 (表 3; 图 8)。上述特征表明,晚三叠世由超高压

正片麻岩深熔而成的伟晶质岩浆自结晶开始到结束是在一个相对开放的体系条件下完成的。

7 讨论和结论

7.1 北苏鲁超高压变质带深熔作用母岩的性质

如前所述,北苏鲁威海超高压变质区的深熔作用异常发育,主要表现为在含黑云母正片麻岩类岩石中存在大量规模不一的伟晶岩脉体、无根的不规则伟晶岩透镜体等,指示了含黑云母正片麻岩是深熔作用的母岩。从伟晶岩继承性岩浆结晶锆石的性质可以明显看出,它们的阴极发光环带均具有典型的岩浆结晶环带,包体矿物组合为石英(Qtz) + 钾长石(Kfs) + 钠长石(Ab) + 磷灰石(Ap),与含黑云母正片麻岩的基质主要矿物组合基本一致。从继承性岩浆结晶锆石核部的 U-Pb 定年结果来看,尽管经历了不同程度的重结晶作用和 Pb 丢失,但测试的年龄所组成的不一致线的上交点年龄为 788 ± 21 Ma,下交点年龄为 225 ± 20 Ma,分别与含黑云母正片麻岩的原岩形成时代和超高压变质时代完全一致。此外,从继承性岩浆结晶锆石的 Lu-Hf 同位素特征来看, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.00031 \sim 0.00360$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t) = 0.282051 \sim 0.282348$, $\epsilon\text{Hf}(t) = -8.3 \sim -2.4$, $T_{\text{DM2}} = 1.43 \sim 2.02$ Ga,与含黑云母正片麻岩岩浆结晶锆石的 Lu-Hf 同位素特征(另文详述)完全一致。上述特征充分证明了新元古代含黑云母正片麻岩(经历中三叠世超高压变质)是威海地区深熔作用形成的伟晶质岩浆的母岩。

7.2 北苏鲁超高压变质带深熔作用的时代

威海超高压变质区内的伟晶岩中存在大量新生的岩浆结晶锆石,自晶体核部到边部均保存典型的岩浆结晶环带。新生的岩浆结晶锆石的核部和幔部记录了十分一致的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄,变化于 $223 \sim 217$ Ma 之间,谐和年龄为 219.5 ± 1.4 Ma,应代表伟晶岩的岩浆形成年龄或伟晶质岩浆的初始结晶年龄,表明北苏鲁超高压变质带深熔作用发生于晚三叠世。

有关苏鲁-大别地体超高压变质时代,前人作了大量而深入的研究,特别是在不同类型岩石含柯石英锆石微区获得了准确的超高压变质年龄(详见刘福来和薛怀民,2007 年的评述)。前人研究结果证明,苏鲁地体超高压变质时代主要集中在 $235 \sim 225$ Ma 之间,超高压变质持续的时间大约在 10 Ma 左右。这组精确的超高压变质年龄比研究区伟晶岩新生锆石记录的深熔作用的年龄($223 \sim 217$ Ma)偏

老,表明北苏鲁超高压地体深熔作用的时代要晚于超高压变质时代。上述年代学资料进一步表明,研究区的深熔作用并非发生于超高压变质阶段,而是发生于苏鲁地体构造折返的某一退变质阶段。此外,超高压变质演化研究结果表明,北苏鲁超高压岩石的 P-T-t 轨迹明显有别于南苏鲁变质演化 P-T-t 轨迹,主要表现为南苏鲁经历了近等温减压的顺时针 P-T 演化轨迹,而北苏鲁则先经历增温减压,后经历降温减压的 P-T 演化过程,在增温减压阶段的变质温度可达到 850 以上(Wang et al., 1993; Yao et al., 2000)。因此,北苏鲁超高压岩石的深溶作用只能发生于构造折返增温减压的麻粒岩相退变质阶段,新生岩浆结晶锆石核部和幔部记录的 219.5 ± 1.4 Ma 年龄应代表北苏鲁超高压地体构造折返麻粒岩相退变质时代。

伟晶岩中新生岩浆结晶锆石的边部记录的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄集中于 $217 \sim 211$ Ma 之间,谐和年龄为 214.6 ± 1.7 Ma,应代表伟晶质岩浆结晶结束的年龄。这组年龄比苏鲁地体构造折返晚期角闪岩相退变质时代($210 \sim 200$ Ma; Eide et al., 1994; Faure et al., 2003; Liu et al., 2008) 偏老,表明伟晶质岩浆结晶结束的时间要早于角闪岩相退变质时代。

7.3 新生岩浆结晶锆石 Hf 同位素的指示意义

如前所述,伟晶岩中的岩浆锆石分为两类,一类为围绕继承性岩浆结晶锆石形成的新的增生锆石,另一类则是新生的岩浆结晶锆石,无继承性岩浆结晶锆石的核。无论是哪种类型的锆石,它们均具有完好的自形晶,阴极发光图像显示典型的岩浆结晶环带。锆石 LA-(MC)-ICP-MS U-Pb 定年结果表明,它们是在构造折返麻粒岩相退变质阶段由含黑云母正片麻岩中的锆石熔蚀再结晶形成的。前人研究结果表明,在封闭体系条件下,寄主岩石中的锆石和由其熔蚀-再结晶形成的新的岩浆锆石的 Hf 同位素特征十分相似(Zheng et al., 2005, 2006; Flowerdrew et al., 2006)。反之,在开放体系条件下,继承性的岩浆锆石和由其熔蚀-再结晶形成的新的岩浆锆石在 Hf 同位素等方面的特征存在明显差异(Zheng et al., 2005; Flowerdrew et al., 2006)。

麻粒岩相退变质阶段形成的新的岩浆结晶锆石的核部和幔部与继承性岩浆结晶锆石的 Hf 同位素特征存在明显差异, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.00031 \sim 0.00099$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t) = 0.282175 \sim 0.282225$,

$\epsilon\text{Hf}(t) = -16.7 \sim -14.9$, $T_{\text{DM2}} = 1.91 \sim 2.0 \text{ Ga}$, 表明在麻粒岩相退变质阶段, 寄主岩石含黑云母花岗岩的深熔作用是在开放体系条件下进行的。

与新生岩浆结晶锆石核部和幔部对比, 新生岩浆结晶锆石的边部具有偏低的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t)$ 、 $\epsilon\text{Hf}(t)$ 和更加离散的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}(t)$ 值 (表 3; 图 7, 8), $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}(t) = 0.00059 \sim 0.00288$, $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t) = 0.282110 \sim 0.282168$, $\epsilon\text{Hf}(t) = -20.6 \sim -17.3$, $T_{\text{DM2}} = 2.03 \sim 2.21 \text{ Ma}$, 表明伟晶质岩浆在临近结晶结束时仍然是在一个相对开放的体系条件下进行的。

谨以此文祝贺姜春发先生八十华诞, 祝姜先生健康长寿!

致谢: 成文过程中与沈其韩院士进行了有益讨论, 锆石 Lu-Hf 同位素分析测试得到 Axel Gerdes 博士的帮助, 在此一并表示衷心感谢。

参 考 文 献

- 李向辉, 陈福坤, 李潮峰, 张华峰, 郭敬辉, 杨岳衡. 2007. 苏鲁造山带荣成超高压地体片麻岩锆石年龄和铪同位素组成特征. 岩石学报, 23: 351~368.
- 刘福来, 许志琴, 宋彪. 2003. 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 (2): 229~237.
- 刘福来, 薛怀民. 2007. 苏鲁-大别超高压岩石中锆石 SHRIMP U-Pb 定年研究——综述和最新进展. 岩石学报, 23: 2737~2756.
- Ames L, Zhou G, Xiong B. 1996. Geochronology and geochemistry of ultrahigh-pressure metamorphism with implications for collision of the Sino-Korean and Yangtze cratons, central China. *Tectonics*, 15: 472~489.
- Eide E A, Liou J G, McWilliams M O. 1994. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and exhumation of high-pressure to ultrahigh-pressure metamorphic rocks in east central China. *Geology* 22: 601~604.
- Faure M, Lin W, Moni P, Breton N L, Poussineau S. 2003. Exhumation tectonics of the ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Qinling orogen in east China: New petrological-structural-radiometric insights from the Shandong Peninsula. *Tectonics* 22: 1018~1029.
- Flowerdew M J, Millar I L, Vaughan A P M, Horstwood M S A, Fanning C M. 2006. The source of granitic gneisses and migmatites in the Antarctic Peninsula: a combined U-Pb SHRIMP and laser ablation Hf isotope study of complex zircons. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151: 751~768.
- Fu B, Touret J L R, Zhang Y F. 2001. Fluid inclusions in coesite-bearing eclogites and jadeite quartzites at Shuanghe, Dabie Shan, China. *Journal of Metamorphic Geology*, 19: 529~545.
- Gerdess A, Zeh A. 2009. Zircon formation versus zircon alteration—New insights from combined U-Pb and Lu-Hf insitu LA-ICP-MS analyses of Archean zircons from the Limpopo belt. *Chemical Geology*, 261: 230~243.
- Hacker B R, Ratschbacher L, Webb L, Ireland T, Walker D, Dong S. 1998. U/Pb zircon ages constrain the architecture of the ultrahigh-pressure Qinling-Dabie Orogen, China. *Earth and Planetary Science Letters*, 161: 215~230.
- Hirajima T, Ishiwatari A, Cong B, Zhang R, Banno S, Nozaka T. 1990. Coesite from Mengzhong eclogite at Donghai country, Northeastern Jiangsu Province, China. *Mineralogical Magazine*, 54: 579~583.
- Kretz R. 1983. Symbols for rock-forming mineral. *American Mineralogist*, 68: 277~279.
- Li X H, Chen F K, Li C F, Zhang H F, Guo J H, Yang Y H. 2007. Zircon ages and Hf isotopic composition of gneisses from the Rongcheng ultrahigh-pressure terrane in the Sulu orogenic belt. *Acta Petrologica Sinica*, 23: 351~368 (in Chinese with English abstract).
- Liu F L, Xu Z Q, Katayama I, Yang J S, Maruyama S, Liou J G. 2001. 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. *European Journal of Mineralogy*, 14: 499~51.
- Liu F L, Xu Z Q, Song B. 2003. Determination of UHP and Retrograde Metamorphic Ages of Sulu Terrane: Evidences from SHRIMP U-Pb Dating on zircons of gneissic rocks. *Acta Geologica Sinica*, 77 (2): 229~237 (in Chinese with English abstract).
- Liu F L, Xu Z Q, Liou J G. 2004a. Tracing the boundary between UHP and HP metamorphic belts in the southwestern Sulu terrane, eastern China: Evidence from mineral inclusions in zircons from metamorphic rocks. *International Geology Review*, 46: 409~425.
- Liu F L, Xu Z Q, Liou J G, Song B. 2004b. SHRIMP U-Pb ages of ultrahigh-pressure and retrograde metamorphism of gneisses, south-western Sulu terrane, eastern China. *Journal of Metamorphic Geology*, 22: 315~326.
- Liu F L, Xu Z Q, Xue H M. 2004c. Tracing the protolith, UHP metamorphism, and exhumation ages of orthogneiss from the SW Sulu terrane (eastern China): SHRIMP U-Pb dating of mineral inclusion-bearing zircons. *Lithos*, 78: 411~429.
- Liu F L, Liou J G, Xu Z Q. 2005. U-Pb SHRIMP ages recorded in the coesite-bearing zircon domains of paragneisses in the southwestern Sulu terrane, eastern China: New interpretation. *American Mineralogist*, 90: 790~800.
- Liu F L, Gerdess A, Liou J G, Xue H M, Liang F H. 2006. SHRIMP U-Pb zircon dating from Sulu-Dabie dolomitic marble,

- eastern China: constraints on prograde, ultrahigh-pressure and retrograde metamorphic ages. *Journal of Metamorphic Geology*, 24: 569~589.
- Liu F L, Gerdes A, Robinson P T, Xue H M, Ye J G. 2007a. Zoned zircon from eclogite lenses in marbles from the Dabie-Sulu UHP terrane, China: A clear record of ultra-deep subduction and fast exhumation. *Acta Geologica Sinica*, 81 (2): 204~225.
- Liu F L, Xu Z Q, Liou J G, Dong H L, Xue H M. 2007b. Ultrahigh-pressure mineral assemblages in zircons from the surface to 5158 m depth in cores of the main drill hole, Chinese Continental Scientific Drilling Project, SW Sulu belt, China. *International Geology Review*, 49: 454~478.
- Liu F L, Gerdes A, Zeng L S, Xue H M. 2008. SHRIMP U-Pb dating, trace elements and the Lu-Hf isotope system of coesite-bearing zircon from amphibolite in the SW Sulu UHP terrane, eastern China. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72: 2973~3000.
- Liu X C, Jahn B M, Liu D, Dong S, Lou Y, Cui J. 2008. High-pressure metamorphic rocks from Tongbaishan, central China: U Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints on the provenance of protoliths and timing of metamorphism. *Lithos*, 105: 301~318.
- Liu F L, Xue H M. 2007. Review and prospect of SHRIMP U-Pb dating on zircons from Sulu-Dabie UHP metamorphic rocks. *Acta Petrologica Sinica*, 23: 2737~2756 (in Chinese with English abstract).
- Liu X W, Jin Z M, Green II H W. 2007. Clinostatite exsolution in diopsidic augite of Dabieshan: Garnet peridotite from depth of 300 km. *American Mineralogist*, 92: 546~552.
- Liu Y C, Li S G, Xu S T. 2007. Zircon SHRIMP U-Pb dating for gneisses in northern Dabie high T/P metamorphic zone, central China: Implications for decoupling within subducted continental crust. *Lithos*, 96: 170~185.
- Okay A I, Xu S, Sengör A M C. 1989. Coesite from the Dabie Mountains eclogite, central China. *European Journal of Mineralogy*, 1: 595~598.
- Rowley D B, Xue F, Tucker R D, Peng Z X, Baker J, Davis A. 1997. Ages of ultrahigh pressure metamorphism and protolith orthogneisses from the Central Dabie Shan: U/Pb zircon geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 151: 191~203.
- Rumble D, Wang Q C, Zhang R Y. 2000. Stable isotope geochemistry of marbles from the coesite UHP terranes of Dabieshan and Sulu, China. *Lithos*, 52: 79~95.
- Wallis S, Tsuboi M, Suzuki K, Jiang L L, Tanaka T. 2005. Role of partial melting in the evolution of the Sulu (eastern China) ultrahigh-pressure terrane. *Geology*, 33: 129~132.
- Wang Q, Ishiwatari A, Zhao Z, Hirajima T, Enami M, Zhai M, Li, J, Cong, B. 1993. Coesite-bearing granulite retrograded from eclogite in Weihai, eastern China: a preliminary study. *European Journal of Mineralogy*, 5: 141~152.
- Wang X M, Liou J G, Mao H G. 1989. Coesite-bearing eclogites from the Dabie mountains in central China. *Geology*, 19: 933~936.
- Xiao Y L, Hoefs J, Van Den Kerkhof A M. 2002. Fluid evolution during HP and UHP metamorphism in Dabie Shan, China: Constraints from mineral chemistry, fluid inclusions and stable isotopes. *Journal of Petrology*, 43: 1505~1527.
- Wu Y B, Zheng Y F, Gong B, Liu X M, Wu F Y. 2006. U-Pb, Hf and O isotope evidence for two episodes of fluid-assisted zircon growth in marble-hosted eclogites from the Dabie orogen. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70: 3743~3761.
- Xu S, Okay A I, Ji S, Sengör A M C, Su W, Liu Y, Jiang L. 1992. Diamond from the Dabie Shan metamorphic rocks and its implication for tectonic setting. *Science*, 256: 8~12.
- Xu Z Q, Zeng L S, Liu F L, Yang J S, Zhang Z M, McWilliams M, Liou J G. 2006. Polyphase subduction and exhumation of the Sulu high-pressure-ultrahigh-pressure metamorphic terrane. *Geological Society of America Special Paper*, 403: 93~113.
- Yao Y P, Ye K, Liu J B, Cong B L, Wang Q C. 2000. A transitional eclogite to high pressure granulite-facies overprint on coesite-eclogite at Taohang in the Sulu ultrahigh-pressure terrane, eastern China. *Lithos*, 52: 109~120.
- Ye K, Cong B L, Ye D N. 2000. The possible subduction of continental material to depths greater than 200 km. *Nature*, 407: 734~736.
- Ye K, Liou J G, Yao Y P, Cong B L, Wang Q C. 2001. Dehydration melting of phengite during early stage exhumation of coesite eclogite from the Sulu ultrahigh-pressure terrane, eastern China. 6th International Eclogite Conference, Volume Conference Abstract, Niihama, Japan, 179.
- Zhang R Y, Hirajima T, Banno S, Cong B L, Liou J G. 1995. Petrology of ultrahigh-pressure rocks from the southern Sulu region, eastern China. *Journal of Metamorphic Geology*, 13: 659~675.
- Zhang R Y, Liou J G, Yang J S, Ye K. 2003. Ultrahigh-pressure metamorphism in the forbidden zone: the Xugou garnet peridotite, Sulu terrane, eastern China. *Journal of Metamorphic Geology*, 21: 539~550.
- Zheng Y F, Fu B, Gong B, Li L. 2003. Stable isotope geochemistry of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Dabie-Sulu orogen in China: Implications for geodynamics and fluid regime. *Earth Science Reviews*, 62: 105~161.
- Zheng Y F. 2008. A perspective view on ultrahigh-pressure metamorphism and continental collision in the Dabie-Sulu orogenic belt. *Chinese Science Bulletin*, 53: 3081~3104.
- Zheng Y F, Wu Y B, Zhao Z F, Zhang S B, Xu P, Wu F Y. 2005. Metamorphic effect on zircon Lu-Hf and U-Pb isotope systems in ultrahigh-pressure eclogite-facies metagranite and metabasite. *Earth and Planetary Science Letters*, 240: 378~400.
- Zheng Y F, Zhao Z F, Wu Y B, Zhang S B, Liu X M, Wu F Y. 2006. Zircon U-Pb age, Hf and O isotope constrains on

protolith origin of ultrahigh-pressure eclogite and gneiss in the

Dabie orogen. *Chemical Geology*, 231: 135~158.

**Genetic Relationship Between Pegmatite Formation and Anatexis
of Ultrahigh-Pressure (UHP) Metamorphic Rocks in the Weihai Area,
North Sulu UHP Terrane**

LIU Fulai, WANG Fang, LIU Pinghua

Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037

Abstract

Migmatites, such as pegmatite and granitic leucosome are widely distributed within biotite-bearing orthogneiss in the Weihai area, north Sulu ultrahigh-pressure (UHP) metamorphic terrane, eastern China. A combined study of mineral inclusions, cathodoluminescence (CL) images, U-Pb SHRIMP dates, and in-situ trace element and Lu-Hf isotope data for zircons provided insight into the nature and timing of partial melting in these rocks. Most magmatic zircons in the studied pegmatite sample WH19 have distinct overgrowths around inherited magmatic cores (type I) or occur as new, simple crystals without inherited magmatic cores (type II). Inherited magmatic core with Qtz + Kfs + Pl + Ap inclusions, record $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages ranging from 769 to 228 Ma, which show a upper intercept at 788 ± 20 Ma and a lower intercept at 228 ± 20 Ma, representing a Neoproterozoic protolith age and a UHP metamorphic age of biotite-bearing orthogneiss as a host rock, respectively. In contrast, newly formed magmatic zircon core and mantle with Qtz + Kfs + Ap inclusions that record partial melting time of 219.5 ± 1.4 Ma shortly after UHP metamorphic age, whereas the magmatic rims record a younger (214.6 ± 1.7 Ma) Late Triassic regional amphibolite-facies overprint. These data indicate that the partial melting in the north Sulu UHP terrane took place in the UHP biotite-bearing orthogneiss, but that occurred during post-UHP, retrograde granulite-facies metamorphism. Furthermore, crystallization of the magmatic zircon associated with the partial melting was complete by the time of the regional amphibolite-facies retrograde stage. Inherited magmatic zircon cores from pegmatite sample WH19 give disperse $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ($0.00031\sim 0.00360$) and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}(t)$ ($0.282051\sim 0.282348$) with $\epsilon\text{Hf}(t)$ ratios of $-8.3\sim 2.1$ and Hf model ages ($T_{\text{DM}2}$) of $1.43\sim 2.02$ Ga, indicating the protolith of the biotite-bearing orthogneiss as the host rock was generated by reworking of Paleoproterozoic crust. In contrast, the newly formed magmatic zircon cores and mantles have Hf isotope ($^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.00031\sim 0.00099$; $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282175\sim 0.282225$; $\epsilon\text{Hf}(t) = -16.7\sim -14.9$; $T_{\text{DM}2} = 1.91\sim 2.0$ Ga) distinct from those of the inherited magmatic zircon cores. These relationship support our conclusion that the early magmatic zircon (cores and mantles) crystallized by dissolution-precipitation of pre-existing inherited magmatic zircon in an open system during granulite-facies retrograde stage. Compared with the newly magmatic zircon core and mantle, the magmatic zircon rims have older model ages ($T_{\text{DM}2} = 2.03\sim 2.21$ Ga), and lower $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ($0.282110\sim 0.282168$) and $\epsilon\text{Hf}(t)$ ($-20.6\sim -17.3$), and disperse $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ($0.00059\sim 0.00288$), indicating that these late magmatic zircon (rims) also crystallized in an open system during the late regional amphibolite-facies retrograde stage.

Key words: north Sulu UHP terrane; anatexis; pegmatite; Hf isotope; U-Pb dating; zircon