

大别山黄土岭麻粒岩中锆石 LAM-ICP-MS 微区微量元素分析和 Pb-Pb 定年*

吴元保^① 陈道公^{①**} 夏群科^① 涂湘林^② 程 昊^① 杨晓志^①

(^①中国科学技术大学地球与空间科学系, 合肥 230026; ^②中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640)

摘要 阴极发光显微图像显示, 大别山黄土岭麻粒岩中的锆石有多期生长的复杂结构, 包括古老的残留锆石、原岩中的岩浆锆石、扇形和面形分带的变质锆石及后期退变质锆石. 利用激光等离子体质谱技术对不同区域锆石进行了微区微量元素分析和 Pb-Pb 定年. 扇形和面形分带锆石具有低 Th 和 U 含量及 Th/U 比值, 稀土总量低, 明显的 Eu 负异常、重稀土相对亏损和分异小等微量元素特征. 这两种类型锆石的稀土元素配分模式中明显的 Eu 异常及重稀土相对亏损和分异小, 表明这两类变质锆石与长石和石榴石平衡共生, 形成于麻粒岩相变质阶段. 原岩的岩浆锆石则具有典型的壳源锆石的微量元素特征(Th, U, Th/U 比值及稀土总量高, 稀土总量变化范围大, 重稀土明显富集等). 12 个麻粒岩相变质锆石分析点的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄平均结果为 $2154 \pm 26 \text{ Ma}$ (MSWD = 3.8). 5 个原岩岩浆锆石的分析点给出了 $2741 \pm 22 \text{ Ma}$ (MSWD = 1.4) 的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄. 这一结果表明, 该样品原岩形成时代为晚太古代 ($2741 \pm 22 \text{ Ma}$), 麻粒岩相变质作用发生在 $2154 \pm 26 \text{ Ma}$. 该样品中还发现有约 3.4 Ga 的残留锆石, 证明该地区存在古太古代的陆壳物质. 对锆石进行微区定年的同时进行微区微量元素分析, 会对锆石不同区域的形成环境及不同区域获得年龄的解释提供重要的地球化学制约.

关键词 麻粒岩 锆石 微量元素 Pb-Pb 年龄 LAM-ICP-MS

锆石是各类岩石中普遍存在的副矿物. 由于其富含 U 和 Th 及较低的普通 Pb 含量, 一直是 U-Th-Pb 同位素体系定年的首选矿物. 锆石是一难熔矿物, 它在风化剥蚀、搬运、高温变质作用甚至熔融过程中都会不同程度地保存下来. 另一方面, 锆石 U-Pb 体系是目前已知矿物同位素体系中封闭温度最高的, 锆石中 Pb 扩散封闭温度高达 900°C ^[1], 使得锆石经历多起地质事件后, 仍能部分或全部保存初始放射成因 Pb. 对具有复杂演化历史的地区, 锆石往往具有不同年龄区域组成的多期生长的内部结构. 一方面锆石记录了相应岩石经历过的多期演化历史, 同时它也给常规热电离质谱(TIMS)分析方法获得这种类型锆石的精准年龄及获得年龄的准确解释带来了困难. 高分辨率的离子探针(SHRIMP)^[2]及激光等离子体质谱(LAM-ICP-MS)^[3-5]可以对锆石进行微区定年, 得到原岩年龄、变质增生部分年龄及源区残留锆石的年龄. 这对于具有复杂组构锆石的定年有特别重要的意义. 但是对于复杂变质岩而言, 锆石年龄的合理解释还存在困难, 特别是变质锆石对应于复杂演化历史的哪一个变质阶段还没有很好地解

2002-02-21 收稿

* 国家自然科学基金(批准号: 40033010, 49973019)和国家重点基础研究发展规划 (批准号: G1999075503)资助项目

** 联系人: E-mail: dgchen@ustc.edu.cn

决. 锆石的微量元素特征除与各个微量元素进入锆石晶格能力的强弱有关外, 还与和锆石同时形成的特征矿物(如石榴石、长石等)有关, 这些矿物存在与否直接对应岩石的变质条件(如榴辉岩相、麻粒岩相和角闪岩相等)^[6-8]. 同时, 锆石的微区微量元素分析还可以和锆石的微区定年同时进行^[3, 4]. 阴极发光(CL)技术可以很好地揭示锆石的内部结构, 在微区分析中可以使分析点位于单一成因锆石区域. 在此基础上对不同区域的锆石进行微区微量元素和年龄测定, 将会对得到的锆石年龄赋予更加合理的地质解释.

在大别山地区有一定的中酸性麻粒岩透镜体出露(如惠兰山麻粒岩和黄土岭麻粒岩等), 人们逐渐认识到对这些典型的下地壳岩石的研究, 对大别山的构造演化、造山带中壳幔相互作用的性质及其构造属性认识有重要意义^[9-11]. 但是, 目前对于这些麻粒岩的原岩、麻粒岩相变质事件的时间缺乏详细的年代学研究, 使得对它们的认识存在明显的不一致^[11-14]. 本文拟通过对黄土岭麻粒岩中的锆石进行 CL 显微结构研究, 在此基础上利用 LAM-ICP-MS 对不同区域的锆石进行微量元素及 Pb-Pb 年龄同时测定, 准确确定其原岩及麻粒岩相变质作用的年龄, 对该地区下地壳的演化历史提供准确的年代学制约.

1 样品及分析方法

北大别黄土岭麻粒岩(HTL)采自湖北省罗田县黄土岭小学内, 为一深褐色黑云斜长麻粒岩, 不等粒花岗变晶结构及片麻状构造, 主要矿物组成为紫苏辉石(~10%)、石榴石(~10%)、斜长石(更-中长石) (~35%)、石英(~30%)、黑云母(~15%)、少量角闪石、堇青石及副矿物等. 麻粒岩相矿物组合为紫苏辉石+石榴石+斜长石+石英+黑云母+金红石/钛铁矿+磁铁矿+锆石, 退变质矿物组合为黑云母+角闪石+堇青石, 并在石榴石的周围有辉石+堇青石的冠状体. Chen 等^[15]对该麻粒岩进行详细的岩石学研究后认为, 该麻粒岩峰期变质温压条件为 1.32 ± 0.2 GPa 和 850 ± 50 °C, 退变质作用发生在 0.6 GPa 和 700 °C. 我们从约 2 kg 的麻粒岩中经人工重砂法分离出锆石, 在双目镜下挑纯. 将待测的锆石颗粒制成环氧树脂圆片, 抛光后进行 CL 显微结构观察及微量元素和年龄的测定. 锆石的 CL 显微成像分析在法国 Nancy1 大学完成.

锆石的微量元素和 Pb-Pb 年龄测定在中国科学院广州地球化学研究所 ELAN6000 型电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)与 LSX-100 型激光剥蚀探针(LAM)的联机上进行. 样品分析时激光束直径 20~30 μm , 激光剥蚀样品的深度为 20~40 μm . 测定时用 NIST610 玻璃作为外标. 由于 SiO_2 在锆石中的含量较恒定(32.9%), 选择 Si 作为内标来消除激光能量在点分析过程中以及分析点之间的漂移. 对于大多数元素单点分析的相对标准偏差为 5%~15%, 少量浓度接近检出限(LOD)微量元素(如 La, Pr 等)分析的相对标准偏差高达 20%~40%. 同位素测定时, 我们通过测定 ^{202}Hg 来扣除 ^{204}Hg 对 ^{204}Pb 的影响. 由于同种元素的同位素之间分馏较小, 且 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 分馏校正无法保证, 我们对 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 比值未进行同位素分馏校正. 由于测定样品的 ^{204}Pb 信号计数仅与背景相当, 而 ^{206}Pb 的计数大于几万, 预计样品的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值大于 1000, 因此在年龄计算时均无需进行普通 Pb 扣除^[16, 17]. 锆石微量元素和 Pb 同位素的详细分析方法已有专文介绍^[3, 4].

2 结果及讨论

2.1 锆石的 CL 图像特征

黄土岭麻粒岩中典型锆石的 CL 显微图像如图 1 所示. 圆形多晶面锆石主要由扇形分带区

域组成,部分锆石中有残留的核(图 1(a)).短柱状锆石主要是面形分带的区域,这一类型的锆石中普遍存在残留的核部.锆石这种扇形分带和面形分带的区域是典型的变质锆石的特征^[18, 19].核部锆石有不同程度的岩浆环带(图 1(b), (c)),为该样品的原岩岩浆锆石.大部分样品中看不出扇形分带区域和面形分带区域的相互关系,但在图 1(b)中可以明显看到面形分带区域生长晚于扇形分带的区域.在图 1(b)中还可以看到双层结构的核部,内核可能为原岩锆石中古老的残留锆石.在面形分带锆石和扇形分带锆石的边部有一窄的白色亮边,可能是变质锆石受后期退变质作用影响形成的.另一类短柱状锆石有清楚的振荡环带,应为原岩中的岩浆锆石(图 1(d)).

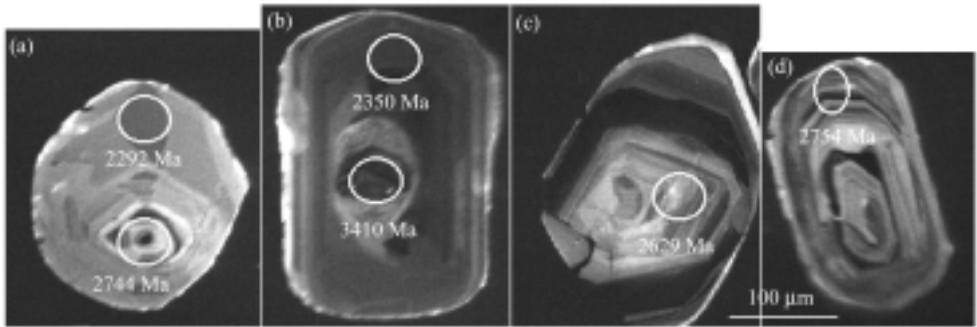


图 1 黄土岭麻粒岩中典型锆石的 CL 图像
(a) 扇形分带锆石; (b), (c) 面形分带锆石; (d) 原岩岩浆锆石

2.2 锆石的微区微量元素特征

表 1 列出了黄土岭麻粒岩中不同类型的锆石颗粒和/或区域的微量元素 LAM-ICP-MS 分析结果.不同类型的锆石区域有其特征的微量元素组成.

从表 1 中可知,扇形分带锆石区域的 U 和 Th 含量的变化范围分别为 179.0~321.8 $\mu\text{g/g}$, 6.1~28.4 $\mu\text{g/g}$, Th/U 比值为 0.03~0.13.面形分带区域锆石 U 含量变化范围为 171.6~455.9 $\mu\text{g/g}$, Th 含量变化范围为 11.7~22.0 $\mu\text{g/g}$,具有与扇形分带锆石区域非常类似的 Th/U 比值(0.04~0.13).这种低 Th 和 U 含量和低 Th/U 比值的锆石是典型的变质锆石.而具振荡环带的岩浆锆石的 Th 和 U 含量明显高于前两种类型锆石的该含量(分别为 74.6~533.5 $\mu\text{g/g}$, 1231.7~3660.2 $\mu\text{g/g}$),并具高的 Th/U 比值(0.22~0.96),属典型的岩浆锆石的特征.

不同类型的锆石具有不同的稀土总量及稀土配分模式(图 2).变质锆石的稀土总量低,变化范围小.其中扇形分带区域的稀土总量为 99.6~318.3 $\mu\text{g/g}$,面形分带区域为 126.6~273.9 $\mu\text{g/g}$.原岩岩浆锆石的稀土总量高,且变化范围较大,为 1231.7~3660.2 $\mu\text{g/g}$.虽然关于锆石的稀土元素含量是否能指示岩石的类型存在争议^[4, 19],但已有的研究表明幔源岩石(如金伯利岩、正长岩、幔源碳酸岩等)中的锆石都有较低的稀土总量(<300 $\mu\text{g/g}$)^[4, 20],黄土岭麻粒岩中原岩锆石较高的稀土总量说明其原岩可能为一壳源岩石.

所有锆石的分析点都具有明显的 Ce 正异常和 Eu 负异常(图 2).扇形分带锆石的 $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 4.6\sim 9.8$, $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.34\sim 0.62$;面形分带锆石有相对较低的 Ce 正异常($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 2.2\sim 5.8$),较小

表1 黄土岭麻粒岩中锆石的微量元素含量($\mu\text{g/g}$)

样品	扇形分带						面形分带						原岩			残留锆石		
	HTL-1	HTL-2	HTL-3	HTL-5	HTL-8	HTL-12	HTL-16	HTL-9	HTL-11	HTL-14	HTL-18	HTL-19	HTL-4	HTL-7	HTL-10	HTL-15	HTL-17	HTL-13
Th	9.7	13.4	8.2	6.1	28.4	8.6	16.8	22.0	11.7	17.9	17.8	14.8	120.2	331.2	533.5	74.6	149.7	315.3
U	211.3	233.6	204.5	183.0	222.8	179.0	321.8	171.6	214.8	437.5	455.9	249.1	185.6	343.6	739.3	334.4	208.2	679.1
La		0.07	0.04	0.01	0.62	0.02	0.04	1.54	0.04	0.19	0.04		0.01	4.16	0.03	0.30	0.12	1.42
Ce	1.6	1.5	1.4	0.7	12.6	1.1	2.3	13.1	0.8	2.2	1.5	1.6	11.9	64.1	12.4	8.2	14.2	22.6
Pr	0.0	0.1	0.0	0.0	0.4	0.0	0.1	1.2	0.0	0.1	0.1	0.1	0.2	2.8	0.2	0.2	0.1	0.8
Nd	1.1	1.8	0.8	0.9	2.7	0.2	1.0	4.7	0.4	1.3	0.8	1.4	1.0	14.3	1.7	1.7	3.8	6.5
Sm	2.7	6.3	2.8	1.6	3.4	1.1	4.3	2.8	0.9	1.1	0.6	1.7	2.5	6.4	2.7	3.5	6.9	3.6
Eu	1.4	2.1	1.5	0.8	0.8	0.3	1.3	0.6	0.4	0.4	0.5	1.2	1.1	1.5	0.5	0.6	0.3	0.8
Gd	15.5	22.3	13.4	7.7	10.6	3.5	21.0	4.8	4.9	6.1	9.9	20.5	10.6	18.7	12.9	13.5	34.3	18.6
Tb	2.6	3.8	2.5	1.6	2.3	0.8	4.0	1.0	1.1	1.3	1.8	4.4	3.8	5.7	4.8	4.6	11.5	6.1
Dy	19.7	27.6	15.5	9.9	17.9	8.1	27.5	7.2	8.2	9.5	16.3	22.5	48.5	70.3	86.9	60.6	138.1	90.9
Ho	4.0	5.2	2.7	1.8	5.2	1.9	5.4	1.9	2.3	2.5	4.6	5.3	20.2	27.2	46.3	21.7	56.1	38.3
Er	11.7	15.7	7.3	4.6	17.9	7.1	18.7	6.2	8.6	8.8	18.1	18.1	102.9	131.7	290.1	100.5	255.3	181.4
Tm	1.6	2.1	1.5	0.5	4.3	1.9	2.8	1.4	1.7	1.6	4.8	3.1	25.1	28.8	79.2	21.3	50.8	38.1
Yb	14.7	14.8	17.4	5.3	59.1	23.7	42.1	24.0	28.8	18.7	57.6	23.0	286.5	309.2	996.4	235.0	490.8	414.7
Lu	1.9	2.1	1.5	0.6	5.0	2.3	3.9	1.6	2.8	2.8	9.3	3.2	64.2	64.0	201.9	45.5	89.9	79.6
Y	135.2	171.5	98.7	63.6	145.3	63.1	183.7	54.3	83.2	76.5	148.1	158.2	724.1	891.8	1924.2	714.6	1742.5	1233.6
REE+Y	214.0	277.1	167.2	99.6	287.9	115.4	318.3	126.6	144.2	133.2	273.9	264.0	1303.0	1641.0	3660.2	1231.7	2894.8	2137.2
Ce/Ce*	9.8	4.6	7.4	5.5	6.2	6.3	6.2	2.2	4.8	4.3	5.8	3.7	23.4	4.3	21.2	7.1	22.3	7.08
Eu/Eu*	0.53	0.48	0.62	0.56	0.35	0.44	0.34	0.49	0.48	0.4	0.3	0.36	0.57	0.4	0.19	0.23	0.05	0.23
Th/U	0.05	0.06	0.04	0.03	0.13	0.05	0.05	0.13	0.05	0.04	0.04	0.06	0.65	0.96	0.72	0.22	0.72	0.46

变化范围的 Eu 异常($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.36\sim 0.49$). 而原岩锆石的 Ce 正异常和 Eu 负异常更加显著且变化范围更大($\text{Ce}/\text{Ce}^*=4.3\sim 23.4$, $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.05\sim 0.57$), 落入壳源锆石的 Ce 正异常和 Eu 负异常的变化范围^[4]. 锆石中 Ce 正异常是 Ce^{4+} 优先进入锆石晶格的结果. 由于长石强烈富集 Eu, 所以不同类型变质锆石中 Eu 负异常的存在被认为是锆石与长石平衡生长的结果^[6]. 我们分析的扇形和面形分带的变质锆石中都有明显的 Eu 负异常, 表明这些变质锆石形成时同样伴有长石的形成.

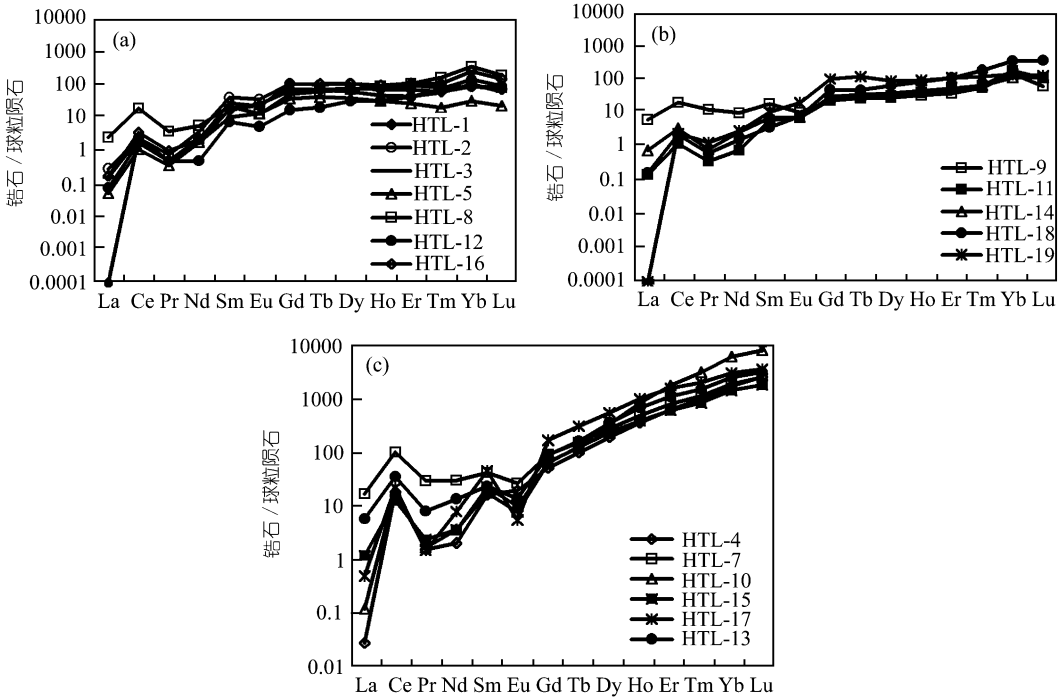


图 2 黄土岭麻粒岩中不同类型锆石稀土元素球粒陨石标准化图

(a) 扇形分带区域; (b) 面形分带区域; (c) 原岩及残留锆石区域

所有分析点都具有轻稀土(LREE)亏损重稀土(HREE)富集的特征, 但是不同类型锆石的重稀土富集程度不同(图 2). 由于 La 和 Pr 的含量很低, 而 Ce 有正异常, 所以锆石的轻稀土亏损程度用 $(\text{Nd}/\text{Yb})_{\text{CN}}$ 表示 (CN 代表球粒陨石标准化值)^[4]. 原岩岩浆锆石强烈富集重稀土 $(\text{Nd}/\text{Yb})_{\text{CN}}=0.0006\sim 0.0161$, 且有较高的 LREE(图 2(c)), 为壳源岩浆锆石的稀土元素特征; 而变质锆石重稀土富集程度弱 (其中扇形分带锆石的 $(\text{Nd}/\text{Yb})_{\text{CN}}=0.0035\sim 0.056$, 面形锆石的 $(\text{Nd}/\text{Yb})_{\text{CN}}=0.0045\sim 0.069$), LREE 都相对偏低, 中稀土到重稀土(Gd 到 Lu)之间分异较小, 在稀土元素对球粒陨石标准化图中几乎呈水平分布(图 2(a), (b)). 该样品变质锆石这种类型的稀土配分模式是与石榴石平衡共生的变质锆石的典型特点. 由于石榴石能大量富集重稀土, 与之同时形成或完全平衡重结晶的锆石就表现出相对亏损重稀土的特征^[6~8].

原岩中残留锆石(HTL-13)的微量元素特征与原岩锆石类似(表 1, 图 2(c)), 可能同样为一岩浆锆石.

从上面变质锆石的稀土元素特征分析可以看出, 扇形分带的锆石和面形分带的锆石都是与该样品中的长石和石榴石平衡共生的. 而长石和石榴石是该麻粒岩样品的麻粒岩相变质矿

物. 这证明该样品中的扇形分带区域和面形分带区域同样都是麻粒岩相变质作用过程中形成的. 对这些区域进行微区定年可以准确确定该样品麻粒岩相变质作用的年龄^[8]. 而对原岩中的岩浆锆石进行微区定年则可以准确得知该麻粒岩原岩的形成时代.

2.3 锆石的 Pb-Pb 年龄

锆石的 Pb-Pb 定年结果列于表 2. 扇形分带区域锆石的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄为 1928~2339 Ma, 与面形分带区域锆石的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄(2049~2350 Ma)在误差范围内一致. 虽然根据 CL 图像显示扇形分带区域的变质锆石形成要早于面形分带区域, 但它们的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄相互之间并没有本质差别. 这可能有两方面的原因: (1) LAM-ICP-MS 单点测定年龄的误差较大, 掩盖了它们之间的差别; (2) 由于麻粒岩相变质作用的时间较短, 扇形和面形分带区域之间的年龄差别本来很小. Chen 等^[15]对该处麻粒岩中石榴石变斑晶的成分进行了电子探针分析, 结果发现其保存了完好的进变质环带, 表明该地区样品经历麻粒岩相变质作用的时间较短. 我们样品中的扇形和面形分带的锆石都形成于麻粒岩相变质阶段, 且之间的年龄差别很小, 这些区域分析点的年龄平均值应该能代表该样品麻粒岩相变质作用的年龄. 对 12 个变质锆石的分析点进行平均, 得到 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄为 2154 ± 26 Ma(MSWD = 3.8)(图 3). 这一 2154 ± 26 Ma 的平均年龄应该代表了该样品麻粒岩相变质作用的时间.

位于原岩中岩浆锆石的 5 个分析点平均给出了 2741 ± 22 Ma (MSWD = 1.4)的结果(图 3), 这一晚太古代年龄值代表了该麻粒岩的原岩形成年龄. 位于图 1(b)中双层核中内核的原岩中的残留锆石给出了一个 3410 ± 303 Ma 的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄.

表 2 黄土岭麻粒岩锆石激光等离子体质谱定年结果

样品	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	年龄/Ma	年龄误差/Ma
HTL-1	0.1191	0.00774	1942	126
HTL-2	0.1182	0.01158	1928	189
HTL-3	0.1340	0.01085	2150	174
HTL-5	0.1288	0.01443	2081	233
HTL-8	0.1495	0.00942	2339	147
HTL-12	0.1410	0.00409	2239	65
HTL-16	0.1454	0.00960	2292	151
HTL-9	0.1398	0.03649	2224	580
HTL-11	0.1287	0.00836	2079	135
HTL-14	0.1504	0.01068	2350	167
HTL-18	0.1340	0.00080	2151	13
HTL-19	0.1265	0.01948	2049	316
HTL-4	0.1756	0.01036	2611	154
HTL-7	0.1914	0.00861	2754	124
HTL-10	0.1850	0.00463	2698	67
HTL-15	0.1902	0.00095	2744	14
HTL-17	0.1774	0.01739	2629	258
HTL-13	0.2887	0.02569	3410	303

陈能松等^[12]最早对该地区麻粒岩进行了 TIMS 法锆石 U-Pb 定年, 得到 2663 ± 56 和 1690 ± 82 Ma 的不一致线上下交点年龄, 并把下交点年龄看成是麻粒岩相变质作用的年龄, 上交点年龄为一次区域变质作用或原岩的年龄. 从本文锆石的 CL 图像可知, 黄土岭麻粒岩变质锆石

的边部都有后期退变质的边,部分锆石中还有古老的残留锆石,所以对这类锆石应用 TIMS 法得到的交点年龄可能误差较大,不能与地质事件很好地对应. Jian 等^[11]用锆石蒸发法得到黄土岭麻粒岩锆石的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄为 1992 ~ 2814 Ma, 并把最小的年龄 1992 Ma 解释为麻粒岩相变质事件的年龄, 而把 2814 Ma 的年龄解释为该样品的原岩最小年龄. 基于同样的原因, 我们认为用锆石蒸发法得到的最小年龄(1992 Ma)可能小于麻粒岩相变质事件的年龄, 而得到的最大年龄可能大于该麻粒岩样品的原岩年龄. Zhou 等^[13]用石榴石逐步溶解法得到 1998 ± 35 Ma 的 Pb-Pb 等时年龄, 但由于该地区样品中的石榴石存在明显的退变质环带^[15], 这一方法得到的麻粒岩相变质作用的年龄也可能偏小. Ma 等^[14]对黄土岭麻粒岩进行了矿物 Sm-Nd 等时年龄测定, 得到了斜方辉石、斜长石和全岩 2238 ± 300 Ma 的等时年龄, 但是他们的结果误差较大. 我们对麻粒岩相变质作用年龄的确定来自麻粒岩相变质锆石的分析点, 而位于原岩锆石的分析点给出了原岩的形成年龄, 这样得到的年龄更准确可靠, 年龄的解释更能与地质事件相结合. 对锆石进行微区定年的同时进行微区微量元素分析, 会对锆石不同区域的形成环境及不同区域获得年龄的解释提供重要的制约.

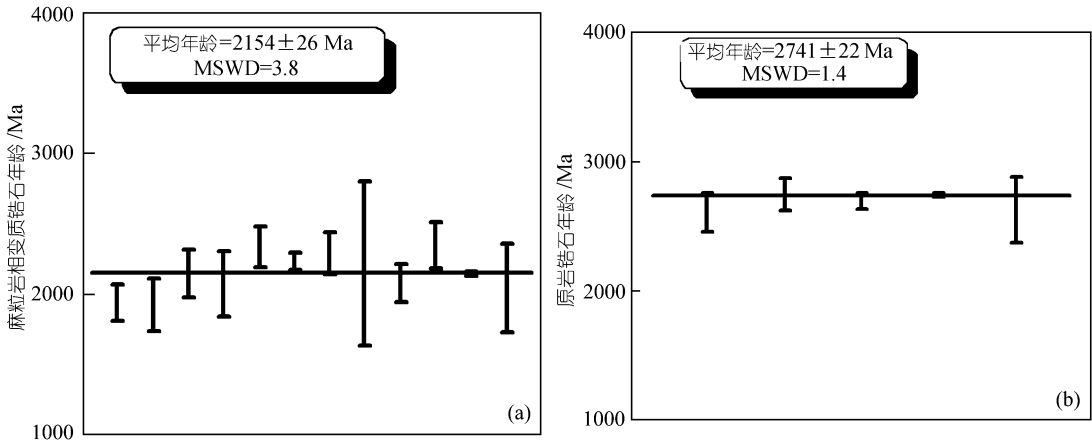


图 3 黄土岭麻粒岩锆石 LAM-ICP-MS Pb-Pb 年龄结果

(a) 麻粒岩相变质锆石年龄; (b) 原岩锆石年龄

原岩锆石中古老的残留锆石给出了 3410 ± 303 Ma 的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄, 这一年龄是该锆石区域的最小年龄. 这一结果与我们离子探针分析的结果类似(陈道公等未发表数据). 这一地区麻粒岩的 Nd 同位素亏损地幔模式年龄为 3.1 Ga^[14], 也证实了这一残留古老锆石存在的合理性. 这一残留锆石的年龄证明, 大别山地区存在约 3.4 Ga 的古太古代陆壳物质. 高山等^[21]在扬子板块北缘湖北崆岭高级变质地体变质沉积岩中发现了年龄为 3280 Ma 的碎屑锆石, Zhang 等^[22]在大别山东部安徽安庆大龙山石英正长岩锆石中检测到 3300 ± 180 Ma 的继承 Pb. 与本文结果相比, 大别山黄土岭麻粒岩可能为扬子板块北缘残留的古陆壳物质, 与文献[9]的氧同位素研究结果一致.

3 结论

我们对黄土岭麻粒岩中的锆石进行了详细的阴极发光(CL)显微图像分析, 并在此基础上

应用 LAM-ICP-MS 技术对锆石的不同区域进行了微区微量元素和 Pb-Pb 年龄的测定. CL 图像显示锆石有较为复杂的内部结构, 可以区分出原岩岩浆锆石、扇形和面形分带的变质锆石、后期退变质锆石及古老的残留锆石. 锆石的 Th 和 U 含量及 Th/U 比值与锆石的 CL 图像有较好的对应关系. 锆石的稀土元素分析表明, 扇形及面形分带锆石形成于麻粒岩相变质阶段, 而原岩岩浆锆石则具有典型壳源锆石的稀土元素特征. Pb-Pb 定年结果表明, 该样品原岩形成时代为晚太古代(2741 ± 22 Ma), 麻粒岩相变质作用发生在 2154 ± 26 Ma. 该样品中约 3.4 Ga 残留锆石的发现, 证明该地区存在古太古代的陆壳物质.

致谢 郑永飞教授审阅全文并提出宝贵修改意见, 野外工作得到周存亭和周高志高级工程师的帮助, 样品分析期间李献华研究员、梁细荣研究员给予了一定的指导和帮助, 作者在此一并感谢.

参 考 文 献

- 1 Lee J, Williams I, Ellis D. Pb, U and Th diffusion in nature zircon. *Nature*, 1997, 390(13): 159~162.
- 2 Compton W, Willims L S, Kirschvink J L, et al. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time scale. *J Geol Soc London*, 1992, 149: 171~184
- 3 梁细荣, 李献华, 刘永康, 等. 激光探针等离子体质谱同时测定锆石微区铀-铅年龄及微量元素. *岩矿测试*, 1999, 18(4): 253~258
- 4 Li X, Liang X, Sun M, et al. Geochronology and geochemistry of single-grain zircons: Simultaneous *in-situ* analysis of U-Pb age and trace elements by LAM-ICP-MS. *Eur J Mineral*, 2000, 12: 1015~1024
- 5 Fryer D, Jackson S, Longrich H. The application of Laser Ablation Microprobe-Inductively Couple Plasma Mass Spectrometry (LAM-ICP-MS) to *in situ* (U)-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 1993, 109: 1~8
- 6 Rubatto D, Williams I S. Imaging, trace element geochemistry and mineral inclusions: linking U-Pb ages with metamorphic conditions. *EOS*, 2000, 21: 25
- 7 Hermann J, Rubatto D, Korsakov A. Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav Massif, Kazakhstan). *Contrib Mineral Petrol*, 2001, 141: 66~82
- 8 Schaltegger U, Fanning C M, Gunther D, et al. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and *in-situ* U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. *Contrib Mineral Petrol*, 1999, 134: 186~201
- 9 Zheng Y F, Fu B, Li Y L. Oxygen isotope composition of granulites from Dabieshan in Eastern China and its implications for geodynamics of Yangtze Plate subduction. *Physics and Chemistry of the Earth*, 2001, 26(9-10): 673~684
- 10 张泽明, 钟增球, 游振东, 等. 北大别木子店石榴辉石岩的麻粒岩相退变质作用. *地球科学*, 2000, 25(3): 295~301
- 11 Jian P, Yang W, Zhang Z. ^{207}Pb - ^{206}Pb zircon dating of the Huangtuling hypersthene-garnet-biotite gneiss from the Dabie Mountains, Hubei Province, China: new evidence for early Precambrian evolution. *Acta Geol Sinica*, 1999, 73: 78~83
- 12 陈能松, 游振东, 索书田, 等. 大别山区中酸性麻粒岩和变形花岗岩的锆石 U-Pb 年龄. *科学通报*, 1996, 41(11): 1009~1012
- 13 Zhou H, Li X, Liu Y, et al. Age of granulite from Huangtuling in the Dabie Mountains: Pb-Pb dating of garnet by a stepwise dissolution technique. *Chinese Sci Bull*, 1999, 44(10): 941~944
- 14 Ma C, Ehlers C, Xu C, et al., The roots of the Dabieshan ultrahigh-pressure metamorphic terrane: constraints from geochemistry and Nd-Sr isotope systematics. *Precambrian Research*, 2002, 102: 279~301
- 15 Chen N, Sun M, You Z, et al. Well-preserved garnet growth zoning in granulite from the Dabie Mountains, central China. *J Metamor Geol*, 1998, 16: 213~222
- 16 陈道公, 李彬贤, 夏群科, 等. 变质岩中锆石 U-Pb 计时问题评述——兼论大别造山带锆石定年. *岩石学报*, 2001, 17(1):

129~138

- 17 Zheng Y. The three-dimensional U-Pb method: Generalized models and implication for U-Pb two-stage systematics. *Chemical Geol*, 1992, 100: 3~18
- 18 Vavra G, Gebauer D, Schmid R. 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*, 1996, 122: 337~358
- 19 Vavra G, Schmid R, Gebauer D. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibole to granulite facies zircon: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). *Contrib Mineral Petrol*, 1999, 134: 380~404
- 20 Hoskin P, Ireland T. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology*, 2000, 28(7): 627~630
- 21 高山, Qiu Y, 凌文黎, 等. 崆岭高级变质地体单颗粒锆石 SHRIMP-U-Pb 年代学——扬子克拉通 >3.2Ga 陆壳物质的发现. *中国科学, D 辑*, 2001, 31(1): 27~35
- 22 Zhang H, Zheng Y F, Zheng M G. Early Archean inheritance in zircon from Mesozoic Dalongshan granitoids in the Yangtze Foldbelt of Southeast China. *Geochem J*, 1990, 24: 133~141