

锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约

吴元保 郑永飞

(中国科学技术大学地球与空间科学学院, 合肥 230026. E-mail: ybwu@ustc.edu.cn)

摘要 锆石 U-Pb 定年是同位素年代学研究中常用的方法, 如何对所得到的年龄值给予合理的地质解释是锆石 U-Pb 年代学研究的重点. 本文对近年来锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约方面有关的进展进行了系统的总结和评述. 不同地质环境中形成的锆石具有不同的结构类型: 岩浆锆石具有典型的振荡环带和/或扇形分带结构; 变质锆石有其特征的内部结构, 主要有无分带、弱分带、云雾状分带、扇形分带、面状分带和斑杂状分带等, 不同成因变质锆石具有其特征的内部结构特点. 岩浆锆石的微量元素特征与其岩石类型有关, 从超基性岩到酸性岩中的锆石的微量元素含量逐渐升高; 不同成因变质锆石具有不同的微量元素特征, 变质锆石的微量元素特征可以反映变质锆石的形成环境. 通过锆石与石榴石之间微量元素的配分, 可以很好地确定含石榴石的高级变质岩中变质锆石形成的具体 *P-T* 条件. 锆石中原生包裹体矿物组成同样可以为锆石的形成环境提供明确的限定. 因此, 在进行锆石 U-Pb 定年的同时, 对锆石进行显微结构、微量元素特征和矿物包裹体成分等方面的综合研究, 限定锆石的形成环境, 能够为锆石 U-Pb 年龄的合理解释提供有效的制约.

关键词 锆石 显微结构 微量元素 包裹体 U-Pb 年龄

测定各种地质事件的准确时间是放射成因同位素研究的主要任务之一. 由于锆石广泛存在于各类岩石中, 富含U和Th, 低普通Pb以及非常高的矿物稳定性, 使得锆石U-Pb定年成为同位素年代学研究中常用和最有效的方法之一. 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的扩散封闭温度高达 900 [1,2], 是确定各种高级变质作用峰期年龄和岩浆岩结晶年龄的理想对象. 对于只有单阶段演化历史的岩浆岩, 锆石U-Pb定年往往可以给出非常准确的年龄信息. 但是对于具有复杂演化历史的变质岩, 锆石往往具有多期生长和/或重置区域的复杂内部结构. 虽然锆石记录了相应岩石经历的多期演化历史, 同时它也给常规热电离质谱(TIMS)分析方法获得复杂类型锆石的精确年龄及获得年龄的准确解释带来了困难.

高分辨离子探针(SIMS)^[3-5]及激光剥蚀等离子体质谱(LA-ICP-MS)^[6-11]可以对锆石进行微区定年. 这对具有复杂结构的锆石定年具有非常重要的意义, 可以得到锆石不同结构区域的多组年龄, 这些年龄可能分别对应于锆石寄主岩石的原岩时代、变质事件时间(一期和/或多期)及源区残留锆石的年龄等. 对于复杂的变质岩而言, 这些样品中锆石的多组年龄如何进行合理的地质解释, 是目前锆石U-Pb年代学研究的重点和难点^[12,13]. 最近研究表明, 锆石的显微

结构、微量元素特征和矿物包裹体成分等可以用来对锆石的形成环境进行限定, 进而为锆石U-Pb年龄的合理解释提供有效和重要的制约^[14-29]. 本文将对这些方面的研究进展进行系统的总结和评述, 以期抛砖引玉, 引起同行们对这些方面的注意, 在进行锆石U-Pb定年的同时, 加强锆石成因矿物学方面的研究, 对所得到的U-Pb年龄赋予更加合理的地质解释.

1 不同成因锆石的内部结构特征

常用揭示锆石内部结构的方法有HF酸蚀刻图像、背散射电子(BSE)图像和阴极发光电子(CL)图像等. HF酸蚀刻法的应用原理是由于锆石不同区域表面的微量元素含量和蜕晶化程度的差异导致其稳定性和抗HF酸腐蚀能力的不同, 在HF酸的作用下, 这些锆石的内部结构就会显示出来^[30](图 1(a)). 这种方法简单易行, 不需要大型仪器设备, 但它可能会对锆石表面造成不同程度的破坏作用. BSE图像揭示的是锆石表面平均分子量的差异^[32]. 除可以揭示锆石的内部结构外, 锆石的BSE图像还可以很好地显示锆石的表面特征(如包裹体的分布和裂隙的发育情况等)(图 1(b)). 而CL图像显示的则是锆石表面部分微量元素(如: U, Y, Dy和Tb等)的含量和/或晶格缺陷的差异, 一般锆石中U, REE和Th等微量元素含量越高, 锆石阴极发光的强度越弱^[32-35]. 锆石的CL图像和

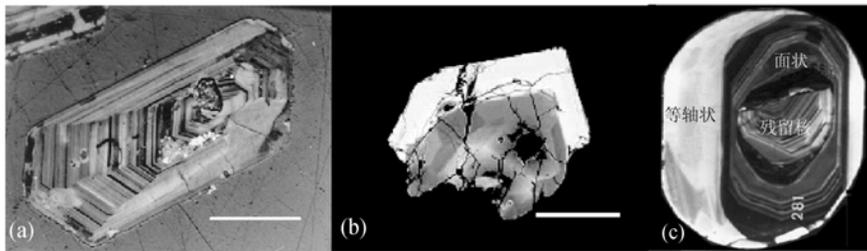


图1 HF酸蚀刻、BSE和CL图像显示的锆石内部结构

(a) HF酸蚀刻图像; (b) BSE图像; (c) CL图像. (a) 引自Pidgeon等人^[30], (b) 引自Nasdala等人^[31], (c) 引自Vavra等人^[26]

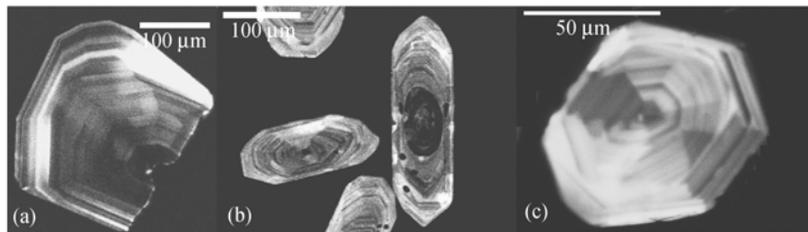


图2 不同类型岩浆锆石的CL图像

(a) 辉长岩中的岩浆锆石; (b) 花岗岩中的岩浆锆石和残留核; (c) 花岗岩中的扇形分带锆石. (a) 引自赵子福等人^[41], (b)和(c)分别为大别山主薄源和北淮阳花岗岩样品(本文)

BSE 图像的明暗程度往往具有相反的对立关系. 在绝大多数情况下, CL 图像反映锆石的内部结构最清楚, 也是锆石内部结构研究中最常用和最有效的方法.

岩浆锆石通常为半自形到自形, 粒径 20~250 μm^[36]. 产于金伯利岩及其相关岩石中的锆石常常为它形(少数情况下为半自形), 较大的粒径(毫米级到厘米级)^[34,37,38]. 部分基性-超基性岩中的锆石同样具有不规则的形状和较大的粒径^[39,40]. 火山岩中的锆石具有较大的长宽比值(比值可以高达 12), 一般为长柱状或针状的外形特征^[36].

岩浆锆石一般具有特征的岩浆振荡环带(图 2(a), (b)). 振荡环带的宽度可能与锆石结晶时岩浆的温度有关, 高温条件下微量元素扩散快, 常常形成较宽的结晶环带(如辉长岩中的锆石)(图 2(a)); 低温条件下微量元素的扩散速度慢, 一般形成较窄的岩浆环带(如I型和S型花岗岩中的锆石)(图 2(b))^[35]. 岩浆锆石中还可能出现扇形分带的结构(图 2(c)), 这种扇形分带结构是由于锆石结晶时外部环境的变化导致各晶面的生长速率不一致造成的^[25]. 部分地幔岩石中的锆石表现出无分带或弱分带的特征. 在岩浆锆石中往往有继承锆石的残留核(图 2(b)).

变质锆石是指在变质作用过程中形成的锆石. 变质锆石的形成主要有如下五种机制: (1) 深熔过程中

从熔体中结晶^[26,42,43]; (2) 固相矿物分解产生的Zr和Si, 成核和结晶^[44,45]; (3) 从变质流体中结晶^[20,23,46,47]; (4) 原岩锆石的变质重结晶作用^[36,48-52]; (5) 热液蚀变作用对原有锆石的淋滤和蚀溶^[26,34,51,53,54]. 因此, 变质锆石的形成既可以是变质过程中新生长的锆石(图 3(a), (b)), 又可以是变质作用对岩石中原有锆石不同程度的改造(图 3(c)), 其中变质增生锆石既可以形成独立的新生颗粒(图 3(a)), 还可以在原有锆石基础上形成变质新生边(图 3(b)). 此外, 锆石的蜕晶质化或蜕晶质化锆石的重新愈合作用同样会对原有锆石产生不同程度的影响^[31,54].

变质锆石的外部形态从它形到非常自形, 并有

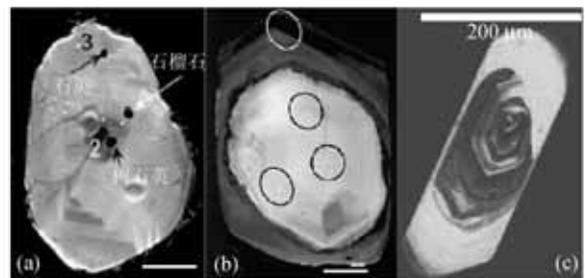


图3 不同类型变质锆石内部结构特点

(a) 完全变质新生锆石颗粒; (b) 变质增生边; (c) 原有锆石改造形成的变质锆石. 短白线为标尺, 长度 30 μm. (a)引自Hermann等人^[46], (b)引自Rubatto等人^[49], (c)为苏鲁仰口榴辉岩中的锆石(本文)

特征的内部结构, 主要包括: 无分带(图 4(a))、弱分带(图 4(b))、云雾状分带(图 4(b))、扇形分带(图 4(c))、冷杉叶状分带(图 4(d))、面状分带(图 4(e))、斑杂状分带(图 4(f))、海绵状分带(图 4(i))和流动状分带(图 4(j))等复杂的结构类型. 不同变质条件下形成的锆石具有不同的外形和内部结构特点. 麻粒岩相变质增生锆石一般为半自形、它形到等轴状, 内部分带特征为扇形分带(图 5(a))、面状分带(图 5(b))、冷杉叶状

分带(图 5(c))、弱分带或无分带(图 5(d))等^[26]. 榴辉岩相变质增生锆石一般为半自形、椭圆形和它形等, 内部分带特征主要有无分带(图 6(a))、弱分带(图 6(b))、云雾状分带(图 6(c))或片状分带(图 6(d))等^[16,19,20]. 角闪岩相变质增生锆石通常具有规则的外形, 且以柱面发育为其主要特点, 在CL图像中一般为无分带或弱分带的特征(图 7)^[16,26]. Vavra等人^[26]对Ivrea地区的角闪岩相变质岩石、角闪岩到麻粒岩过渡相变质

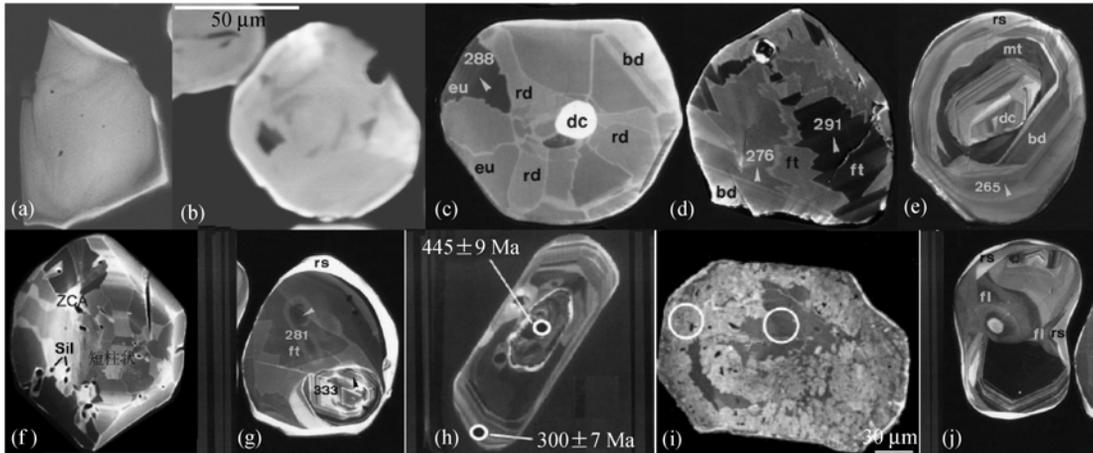


图 4 变质锆石中典型的内部结构

(a) 无分带结构; (b) 弱分带结构; (c) 扇形分带结构(rd); (d) 冷杉叶状分带(ft); (e) 面状分带(bd); (f) 斑杂状分带(ZCA); (g), (h)溶蚀结构; (i) 海绵状分带; (j) 流动状分带(fl). (a)和(b)分别为大别山燕子河混合岩和苏鲁青龙山榴辉岩中的锆石(本文), (c)-(g)和(j)引自Vavra等人^[26], (h)引自Schaltegger等人^[24], (i)引自Tomaschek等人^[25]

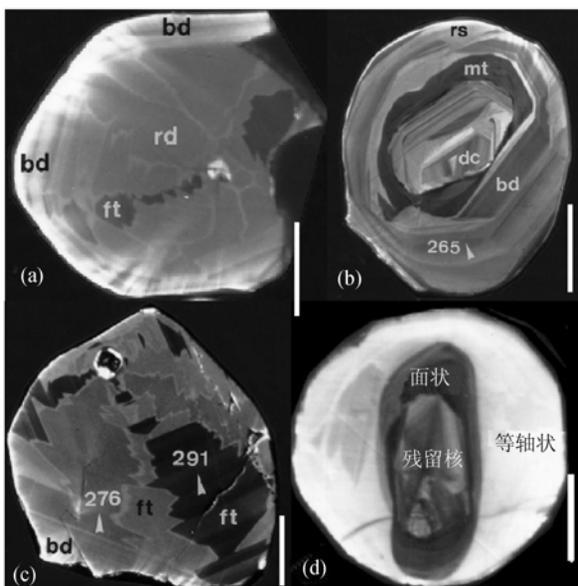


图 5 麻粒岩相变质锆石 CL 特征

(a) 扇形分带; (b) 面状分带; (c) 冷杉叶状分带; (d) 弱分带或无分带. 短白线为标尺, 长度 30 μm . 引自Vavra等人^[25,26]

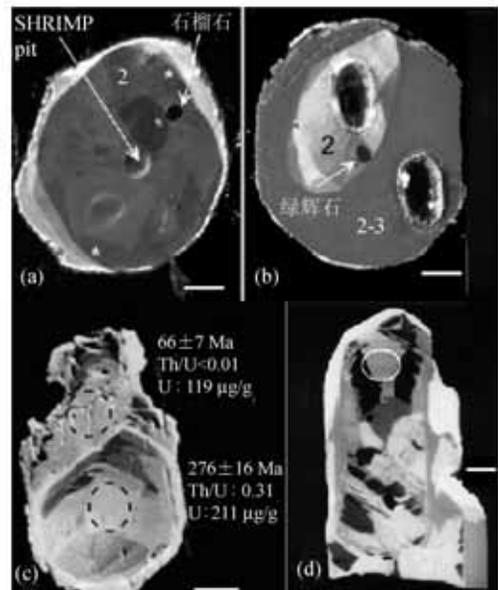


图 6 榴辉岩相变质锆石 CL 图像特征

(a) 无分带; (b) 无分带到弱分带; (c) 云雾状分带; (d) 片状分带. 短白线为标尺, 长度 30 μm . (a)和(b)引自Hermann等人^[16], (c)引自Rubatto等人^[19], (d)引自Rubatto等人^[20]

岩石和麻粒岩相变质岩石中的变质增生锆石进行了详细的外形和内部结构特征的对比研究后发现,角闪岩相变质岩石中的变质增生锆石为自形、长柱状、弱 CL 强度和弱的内部分带(图 8(a)),过渡相变质岩石中的变质增生锆石为短轴状、冷杉叶状分带或面状分带(图 8(b)),而麻粒岩相变质岩石中的变质增生锆石则主要表现为等轴状、弱分带等特征,少量柱状面形分带的变质锆石可能形成于前进变质阶段(图 8(c)).据此他们认为锆石的外形和内部结构特征受锆石生长时的温度条件控制,温度条件控制了锆石各晶面生长速度,导致锆石出现不同的外形和内部结构.并推测寄主岩石的性质可能也会对变质增生锆石的外部形态和内部结构产生一定的影响.

变质流体活动过程中形成的脉体中的锆石一般具有非常规则的外形,局部或整个锆石颗粒具有明显的面形分带或振荡环带(图 9)^[20,23,46,47].混合岩化深熔作用变质过程中形成的新生变质锆石同样具有

较规则的外形,内部分带特征为无明显分带到面形分带(图 10)^[42,47],部分深熔增生锆石具有典型岩浆锆石的环带特征.受热液作用影响明显的锆石,在锆石颗粒的边部(图 11(a))和/或不同生长阶段锆石的边部(图 11(b))会出现晶棱圆化、港湾状结构等外形特征,且这些区域阴极发光强度较强、无明显分带,为热液溶蚀作用形成的变质锆石^[24,25,53].当热液蚀变作用进一步增强时,在锆石的周围会出现较宽的白色蚀变边(图 11(c)),对这些热液蚀变作用较为彻底的锆石区域进行微区定年,可以得到热液蚀变作用的准确年龄^[53].

锆石变质重结晶作用是指结构上不稳定的锆石,在一定温压条件下(一般温度 > 400 °C),锆石晶格进行重新愈合和调整,使锆石在结构上更加稳定^[30,34,37,48-52].所以锆石发生变质重结晶作用时并没有新的锆石生成,只是对原有锆石进行了不同程度的改造.锆石的重结晶作用一般优先发生在锆石边部以及锆石内部矿物包裹体周围等结构不稳定的区域^[26,50].微量元素含量较高的锆石的稳定性低于微量元素含量较低的锆石,因此,在同一样品的锆石中微量元素较高的颗粒和/或区域更易于发生重结晶作用^[52].受蜕晶化作用影响的锆石区域由于其结构上的不稳定性,最容易发生变质重结晶作用^[51,55].已有实验

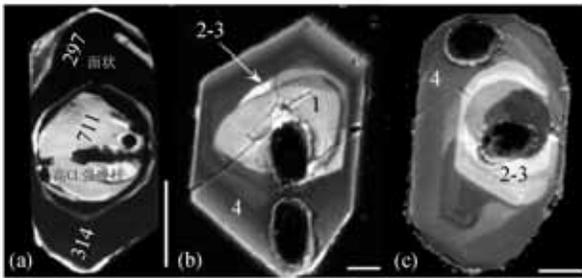


图7 角闪岩相变质锆石 CL 图像

(a) 角闪岩相变质锆石和残留核; (b) 榴辉岩相变质锆石的核和角闪岩相变质锆石的边; (c) 榴辉岩到麻粒岩过渡相变质锆石的核和角闪岩相变质增生边. 短白线为标尺, 长度 30 μm . (a)引自Vavra等人^[26], (b)和(c)引自Hermann等人^[16]

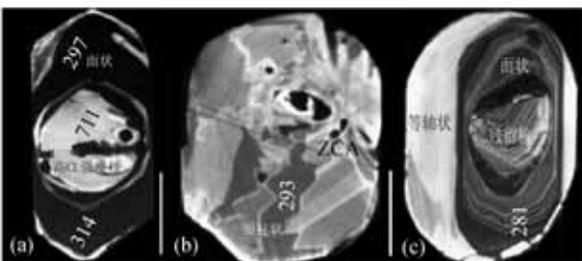


图8 同一地区不同变质条件下增生锆石外形和内部结构特点

(a) 角闪岩相样品中的变质增生锆石; (b) 角闪岩到麻粒岩过渡相样品中的变质增生锆石; (c) 麻粒岩相样品中的变质增生锆石. 短白线为标尺, 长度 30 μm . 资料引自Vavra等人^[26]

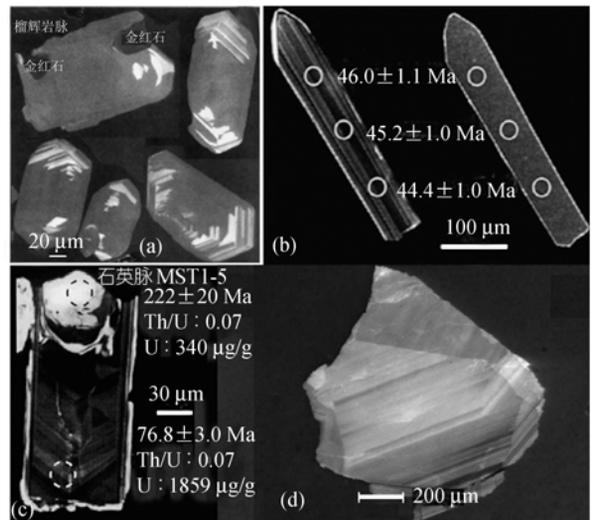


图9 变质脉体中结晶的锆石

(a) 榴辉岩脉中的增生锆石, 具有规则的外形、无分带到局部清楚的结晶环带; (b) 前进变质石英脉中的增生锆石, 具有清楚的面形分带; (c) 前进变质石英脉中的变质增生锆石, 具有明显的振荡环带, 核部为CL较强、外形不规则的残留锆石, 边部亮白色区域为后期改造的结果; (d) 蛇纹岩化过程中形成的锆石, 具有清楚的振荡环带和扇形分带. (a)引自Rubatto等人^[23], (b)引自Laiti等人^[47], (c)引自Rubatto等人^[20], (d)引自Dubinska等人^[46]

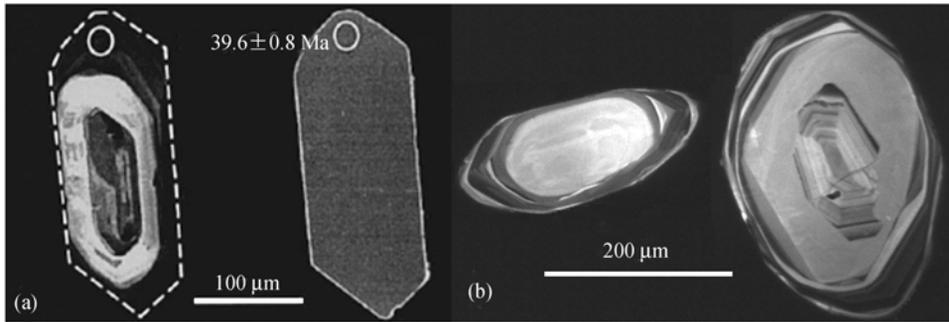


图 10 混合岩化过程中的深熔变质增生锆石

(a) 无分带增生锆石(左边为CL照片、右边为二次电子照片); (b) 面形分带增生锆石。(a)引自Liati等人^[47], (b)为大别山漫水河混合岩中的锆石(本文)

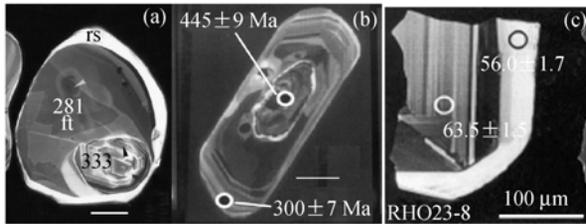


图 11 锆石表面的溶蚀结构

(a) 变质增生锆石边部的溶蚀结构; (b) 核部原岩锆石的周围出现溶蚀结构; (c) 锆石边部出现较宽的蚀变边。(a)引自Vavra等人^[25], (b)引自Schaltegger等人^[24], (c)引自Liati等人^[53]

结果表明, 在有流体存在的条件下, 在温度 ≥ 400 时, 严重蜕晶化锆石可以很快发生重结晶作用^[48,51]。但是锆石发生重结晶作用的区域不仅仅是发生过蜕晶化作用的区域, 在没有发生蜕晶化作用的晶质锆石区域同样可以发生重结晶作用, 只是发生重结晶作用需要较高的温度和/或较长的流体作用时间^[48,51,52]。

由于变质重结晶过程中只是锆石晶格的重新调整, 没有新的锆石生成, 因此重结晶锆石常常为自形到半自形, 且外形与原岩岩浆锆石环带形状相似, 与原岩锆石之间没有明显的生长界限^[30,48-52]。同时, 变质重结晶锆石区域的CL强度比原岩锆石明显增强, 内部结构一般为无分带、弱分带、斑杂状分带或海绵状分带等, 局部有岩浆环带的残留, 常见这些变质特征的锆石区域切割原岩锆石的振荡环带(图 12(a), (b))^[30,47,49]。在重结晶锆石与原岩锆石之间有时会出现弱CL强度的重结晶前锋(图 12(b))。而变质增生锆石则是指变质过程中发生成核和结晶作用, 有新的锆石从周围的介质中结晶出来。所以变质新生锆石具有多晶面状-不规则状-规则外形, 与原岩残留锆石之间界限清楚, 不同变质环境中增生的锆石有其特

征的外形和内部结构, 且受变质锆石形成时的温度条件和寄主岩石的化学性质制约(图 12(c), (d))^[26]。

在目前认识条件下, 对锆石的外形和内部结构进行详细研究是区分变质增生锆石与变质重结晶锆石最为直接和有效的方法。变质重结晶锆石有两种成因类型: 没有流体参与的亚固相条件下的重结晶作用^[47,49,50]和有流体参与下锆石局部区域的溶解再结晶^[51,52]。第二类重结晶锆石由于形成时在流体的参与下发生了矿物反应, 在锆石再结晶时常常伴有

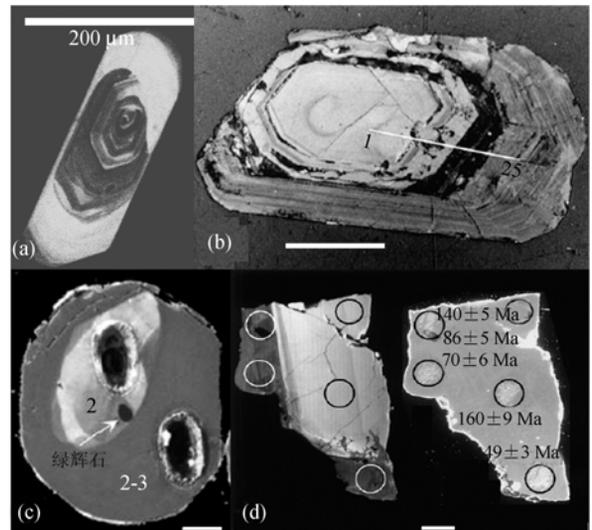


图 12 重结晶锆石和变质增生锆石外形和内部结构特点

(a) 边部变质重结晶锆石结构均匀且切割原岩锆石的岩浆环带, 整个锆石颗粒非常自形; (b) 核部重结晶锆石中有明显的残留岩浆环带, 重结晶锆石和未受重结晶作用影响的锆石区域之间有强度弱的变质重结晶前锋, 整个锆石颗粒较自形; (c) 完全变质新生锆石, 锆石呈卵圆形, 无分带或弱分带; (d) 变质增生边与原岩残留锆石之间有清楚的接触界限, 整个锆石颗粒呈它形。短白线为标尺, 长度 30 μm 。(a)为苏鲁仰口榴辉岩中的锆石(本文), (b)据Pidgeon等人^[30], (c)据Hermann等人^[16], (d)据Rubatto等人^[19]

其他磷酸盐和/或硅酸盐矿物的形成,同时再结晶的锆石区域会圈闭一定的流体包裹体,所以这种类型的重结晶锆石除有较均匀的结构区域外,还常常有多空状或海绵状结构区域,并常常富含流体和矿物包裹体(图 13(a), (b)),重结晶作用比较彻底的锆石还会由于流体的溶蚀作用出现骨架状结构(图 13 (c))^[48,51,52].

2 锆石的微量元素研究进展

2.1 Th, U 含量及 Th/U 比值

大量研究表明,不同成因锆石有不同的Th, U含量及Th/U比值:岩浆锆石的Th, U含量较高、Th/U比值较大(一般>0.4);变质锆石的Th, U含量低、Th/U比值小(一般<0.1)^[35,54].岩浆锆石的Th/U比值与Th和U在岩浆中的含量以及它们在锆石与岩浆之间的分配系数有关^[56,57],具体对应关系为: $(Th/U)_{\text{锆石}} \cong (D^{Th}/D^U)_{\text{锆石/熔体}} \cdot (Th/U)_{\text{熔体}}$.一般情况下 $(D^{Th}/D^U)_{\text{锆石/熔体}} \cong 0.2$,平均地壳物质中Th/U比值约为4,所以通常岩浆锆石的Th/U比值接近1.但是一些组成特殊的岩浆中结晶的

岩浆锆石具有异常的Th/U比值,例如有些岩浆岩锆石的Th/U比值非常低,可以小于0.1^[58-60],而部分碳酸岩样品中岩浆锆石具有异常高的Th/U比值,可以高达10000^[61].所以,仅凭锆石的Th/U比值有时并不能有效地鉴别岩浆锆石和变质锆石.

变质增生锆石的Th/U比值受变质流体和/或熔体的成分^[56,57]、共生矿物的组成^[59,62]以及变质锆石的生长速率^[26]等因素的影响.由于U在流体中的活动性比Th强,所以变质流体一般富U贫Th^[63,64],从这种类型的流体中结晶的锆石常常具有较低的Th/U比值^[56,57].在混合岩化地区部分熔融熔体中的成分也通常贫Th且富U,导致从这些熔体中结晶的锆石也同样具有非常低的Th/U比值^[22,42].变质锆石形成时,如果有富Th矿物(如独居石和褐帘石)的同时形成,同样会导致增生锆石具有较低的Th/U比值.Vavra等人^[26]对Ivrea地区角闪岩相样品、角闪岩到麻粒岩过渡相样品以及麻粒岩相样品中的变质增生锆石的Th, U特征进行了系统的对比研究后发现,生长速度最慢的角闪岩相变质增生锆石具有最高的U含量(1008~

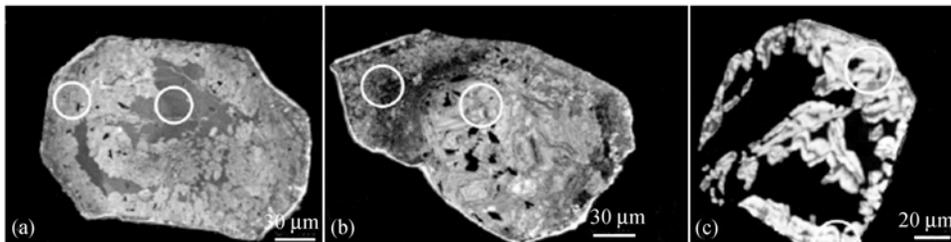


图 13 有流体参与下重结晶锆石的 CL 特征

(a)~(c)都为海绵状结构锆石,(a)中局部有少量原岩锆石的残余,(c)中锆石有骨架状结构(黑色管状结构部分为空洞).据Tomaschek等人^[52]

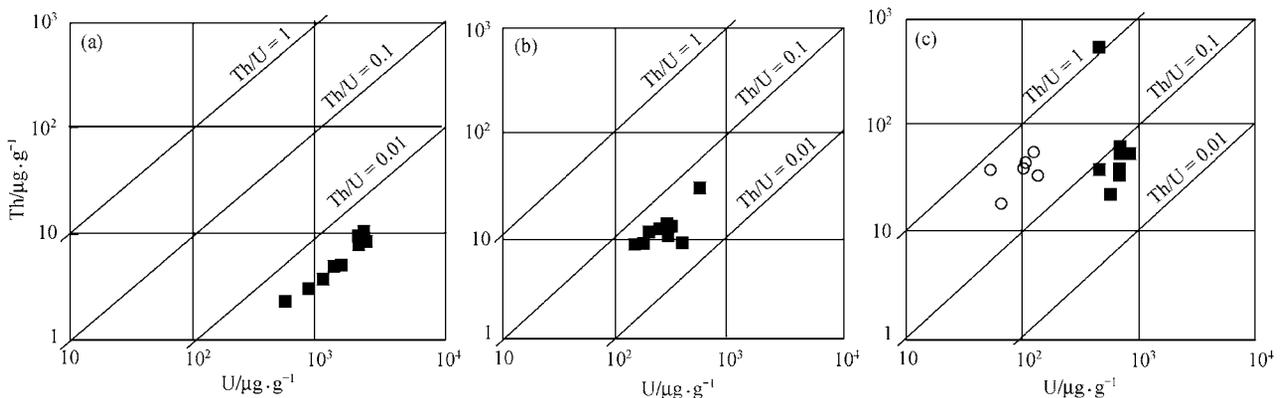


图 14 不同变质条件下增生的锆石的 Th, U 含量和 Th/U 比值

(a) 角闪岩相样品的变质增生锆石;(b) 角闪岩到麻粒岩过渡相样品的变质增生锆石;(c) 麻粒岩相样品变质增生锆石(空心圆圈代表等轴状变质增生锆石,实心方块为柱状面形分带的变质增生锆石).据Vavra等人^[26]

2279 $\mu\text{g/g}$ 和最低的Th/U比值(<0.01)(图 14(a)), 生长速度最快的麻粒岩样品中等轴状变质增生锆石具有最低的U含量(为 53~127 $\mu\text{g/g}$)和最高的Th/U比值(Th/U比值都大于 0.1, 最大值可达 0.73)(图 14(c)), 生长速度介于二者之间的角闪岩到麻粒岩过渡相变质增生锆石的U含量和Th/U比值介于二者之间(图 14(b)). 同一麻粒岩样品中, 生长速度较慢的面形分带变质增生锆石的U含量高于生长速度较快的等轴状生长的变质锆石, 而Th/U比值则小于生长速度较快的等轴状生长的锆石(图 14(c)). 这可能是U比Th更易于进入锆石的晶格中, 在平衡状态下, 锆石具有相对较高的U含量. 生长速度较慢的锆石容易与接触介质到达化学平衡, 导致这类变质新生锆石具有较高的U含量和较低的Th/U比值; 而生长速度较快的变质锆石与生长介质之间不能或只能部分到达化学平衡, 导致其具有较低的U含量和较高的Th/U比值. 变质增生锆石中也存在Th/U比值高达 0.7 的情况^[26], 同样说明不能仅仅根据锆石的Th/U比值来区分变质锆石和岩浆锆石.

由于 Th^{4+} 比 U^{4+} 具有更大的离子半径, Th比U在锆石晶格中更不稳定, 变质重结晶作用过程中Th比U更容易被逐出锆石的晶格, 导致重结晶变质锆石区域具有相对较低的Th/U比值^[30,49]. 变质重结晶作用越强, 变质重结晶锆石区域的Th/U比值会越低. 放射成因Pb在锆石晶格中也不稳定, 锆石重结晶作用过程中同样会把锆石中的放射成因Pb排除出晶格, 锆石重结晶作用越彻底, 其U-Pb年龄会越小. 所以, 变质重结晶锆石的Th/U比值与其U-Pb年龄有明显的正相关关系, 只有那些Th/U比值最低、年龄值最小测定点年龄值的加权平均结果才能代表锆石重结晶作用发生的时间^[49].

2.2 稀土及其他微量元素

岩浆锆石的微量元素(特别是稀土元素)特征研究主要是应用在判断其寄主岩石类型中. 但是, 对于岩浆锆石的微量元素特征是否能判断寄主岩石的类型还存在较大的争议. Hoskin等人^[65]对不同类型岩石中的锆石进行了稀土元素分析后发现, 除典型的地幔岩石中的锆石具有较低的稀土元素含量外, 其他类型岩石中的锆石具有非常类似的稀土元素含量和配分模式, 所以锆石的稀土元素特征并不能用来判断寄主岩石的类型. Belouova等人^[61]对更大量的岩浆锆石进行了微量元素分析, 结果表明不同类型的岩

浆锆石可以通过其微量元素对变化图解和微量元素含量统计分析树形图解来进行区分. 岩浆锆石的微量元素含量从超基性岩 基性岩 花岗岩有总体上增长的变化趋势(图 15). 金伯利岩中岩浆锆石的稀土元素的总量一般小于 50 $\mu\text{g/g}$, 碳酸岩和煌斑岩中锆石的稀土元素总量为 600~700 $\mu\text{g/g}$, 基性岩中锆石的稀土总量为约 2000 $\mu\text{g/g}$, 而花岗岩类和伟晶岩中锆石的稀土总量则为百分含量级^[61].

根据已经获得的微量元素在锆石与熔体之间的分配系数, 通过锆石的微量元素含量, 可以计算出锆石结晶时熔体的微量元素特征, 根据这些特征可以进一步制约寄主岩石的演化历史. 对地球上最古老锆石(4.4 Ga)的稀土元素分析表明, 其寄主岩石已经经历过地壳再循环, 导致其轻稀土明显富集^[66], 这一结论也得到了锆石氧同位素分析结果的支持^[18,29,67]. Whitehouse等人^[27]对Greenland西南部Gothabsfjord地区的两个中太古代样品进行了锆石和全岩样品的稀土元素分析, 发现其中一个样品(GGU 125540)中锆石的轻稀土含量较低(图 16(a)), 通过锆石计算出的全岩稀土元素含量和全岩样品测定得到的结果一致(图 16(d)); 而另外一个样品(SM/GR/98/02)中的锆石具有较高的轻稀土含量(图 16(b)), 通过它计算得到的全岩稀土含量中的轻稀土明显高于全岩样品分析得到的结果(图 16(d)). 在 $(\text{Pr}/\text{Gd})_{\text{CN}}$ 和 $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{CN}}$ 图解中(图 16(c)), 这两个样品的锆石具有较一致的 $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{CN}}$ 值, 但样品SM/GR/98/02 中锆石的 $(\text{Pr}/\text{Gd})_{\text{CN}}$ 值明显高于样品GGU 125540 中的锆石. 据此, 他们认为SM/GR/98/02 的锆石中存在明显的轻稀土超量

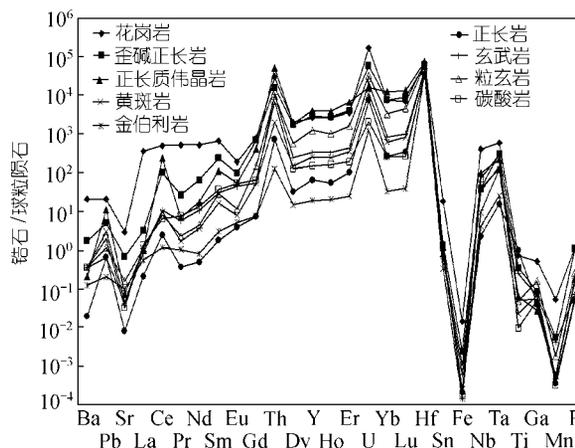


图 15 不同类型岩浆岩中锆石微量元素平均值球粒陨石标准化图

引自Belousova等人^[61]

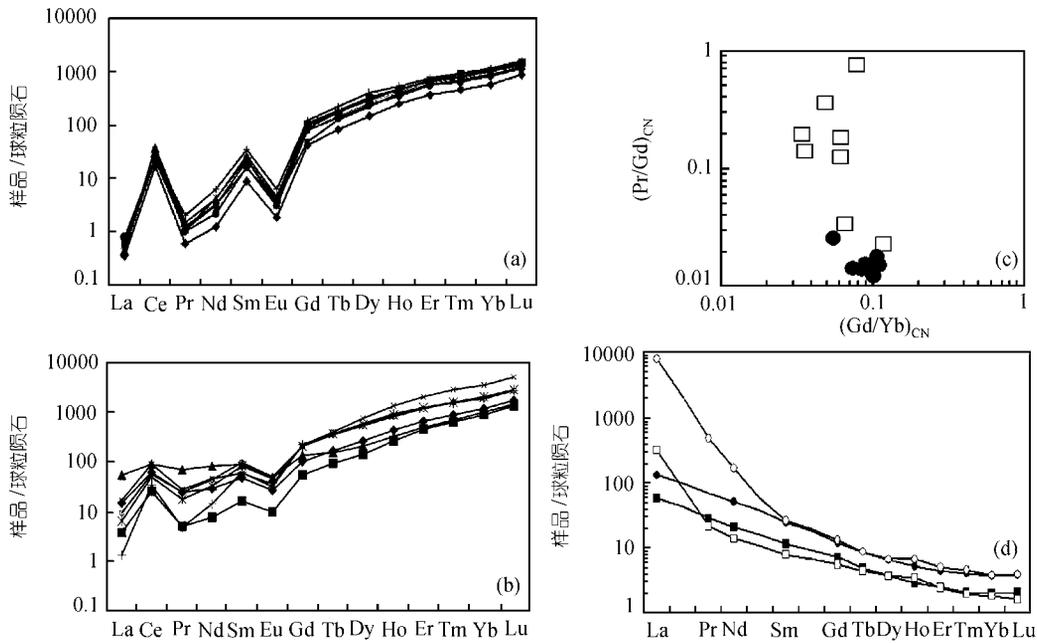


图 16 Gothabsfjord 地区样品 GGU 125540 和 SM/GR/98/02 中锆石的稀土元素特征

(a) 样品 GGU 125540 中锆石的稀土元素球粒陨石标准化图; (b) 样品 SM/GR/98/02 中锆石的稀土元素球粒陨石标准化图; (c) 样品 GGU 125540 和 SM/GR/98/02 中锆石的 $(Pr/Gd)_{CN}$ 和 $(Gd/Yb)_{CN}$ 变化图解, 实心圆点为样品 GGU 125540 的结果, 空心正方形为样品 SM/GR/98/02 的结果; (d) 通过锆石计算和实测的全岩稀土组成球粒陨石标准化图解(空心点代表根据锆石计算得到的结果, 实心点代表实测结果, 正方形为样品 GGU 125540 的结果, 圆形为样品 SM/GR/98/02 的结果)。据 Whitehouse 等人^[27]

现象(overabundance)(图 16(d)), 并对这种轻稀土超量的锆石的稀土元素特征是否能对应锆石形成时的熔体的成分提出了质疑, 并进一步认为应用锆石的微量元素来判断寄主岩石的微量元素特征时应当谨慎。

锆石中轻稀土超量可能是由以下几种原因造成的: (1) 锆石结晶时 LREE 优先进入锆石的晶格缺陷中; (2) 锆石结晶时的熔体成分与全岩成分不一致; (3) 分析点中包含了富 LREE 的磷酸盐矿物(如独居石和磷灰石); (4) 后期地质事件扰动时 LREE 优先进入被扰动的锆石中。因为独居石和磷灰石等磷酸盐矿物一般都富 Th, 如果锆石的 LREE 超量是分析点中包含了富 LREE 的磷酸盐矿物造成的, 那么在锆石微量元素 $(La/Sm)_{CN}$ -Th(CN 表示球粒陨石标准化)的相关变化图解中 $(La/Sm)_{CN}$ 与 Th 应该有非常明显的正相关关系^[27]。如果锆石的 LREE 超量是由于锆石形成以后后期地质的扰动造成的, 那么 LREE 超量的锆石区域会相应富集 Th 和 U, 在锆石的微量元素 $La/Gd)_{CN}$ -(Th+U)图解中同样会出现明显的正相关关系^[27]。

在变质过程中, 变质增生锆石的微量元素特征除与各个微量元素进入锆石晶格的能力大小有关外,

还受与锆石同时形成的矿物种类控制(如石榴石、长石和金红石等), 这些矿物存在与否对变质作用的条件(如榴辉岩相、麻粒岩相和角闪岩相等)有重要的指示意义^[16,21-24,28,58,68,69]。因此, 通过变质锆石微量元素特征的研究, 可以很好地判断锆石的形成条件, 为锆石 U-Pb 年龄的解释提供更加有效的制约。在麻粒岩相变质条件下, 由于石榴石和长石类矿物可以稳定存在, 而石榴石和长石类矿物分别是富集重稀土和 Eu 的主要造岩矿物, 导致麻粒岩相变质锆石一般具有 HREE 相对亏损和明显 Eu 负异常的特征(图 17(a))^[24,28,68,69]。榴辉岩相变质条件下, 石榴石可以稳定存在, 但长石不能稳定存在, 且榴辉岩相变质过程中有变质金红石的生成, 而金红石能强烈富集 Nb 和 Ta, 并有较高的 Nb/Ta 比值^[70], 所以榴辉岩相变质锆石具有 HREE 相对亏损、无明显 Eu 负异常和较低的 Nb, Ta 含量和 Nb/Ta 比值等特征(图 17(b))^[21-23,58,69]。角闪岩相变质条件下, 高压变质石榴石不能稳定存在, 而长石类矿物可以稳定存在, 所以, 角闪岩相变质增生锆石具有 HREE 相对富集和 Eu 负异常明显的特征(图 17(c))^[16]。

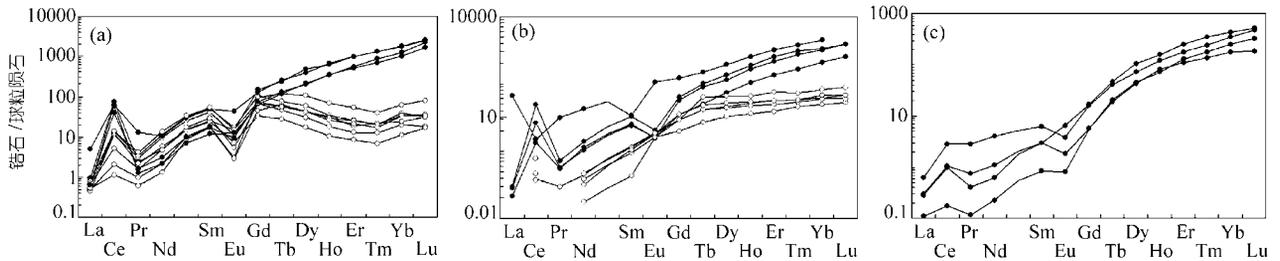


图 17 不同变质条件下形成的变质锆石的稀土元素球粒陨石标准化图

(a) 麻粒岩相变质锆石(实心点为原岩残留锆石, 空心点代表麻粒岩相变质增生锆石); (b) 榴辉岩相变质增生锆石(实心点为原岩残留锆石, 空心点代表榴辉岩相变质增生锆石); (c) 角闪岩相变质增生锆石. (a) 引自Whitehouse等人^[28], (b) 引自Rubatto^[22], (c) 引自Hermann等人^[16]

变质增生锆石的微量元素特征除受与锆石同时形成的矿物种类影响外, 还与其形成时环境是否封闭有关. 在封闭体系下与富集HREE矿物石榴石共生的锆石具有明显的HREE相对亏损的特征(图 17(a))^[16,22-24,28,58,68,69]. 这是由于石榴石是富集HREE的主要造岩矿物, 在封闭条件下整个体系内的HREE总量一定. 如果石榴石形成时带走大量HREE, 必然导致与之同时形成的其他矿物(如锆石)出现重稀土的相对亏损. 而在开放环境中, 石榴石的形成并不能引起局部环境HREE含量的改变, 这种条件下与石榴石共生的锆石则不会出现HREE的相对亏损(图 18)^[22]. 因此, HREE的相对亏损与否并不能直接用来判别变质锆石是否和富集HREE的石榴石同时形成. 虽然大多数榴辉岩相变质锆石没有Eu负异常, 但部分榴辉岩相变质锆石中有非常明显的Eu负异常^[16]. 已有研究表明, 变质锆石Eu负异常不但与锆石形成时长石存在与否有关, 而且还可能与寄主岩石的全岩组成和锆石形成时的氧化还原环境有关^[22]. 所以, 变质锆石中是否存在Eu负异常并不是变质锆石是否形成于榴辉岩相变质作用期间的惟一有效判据.

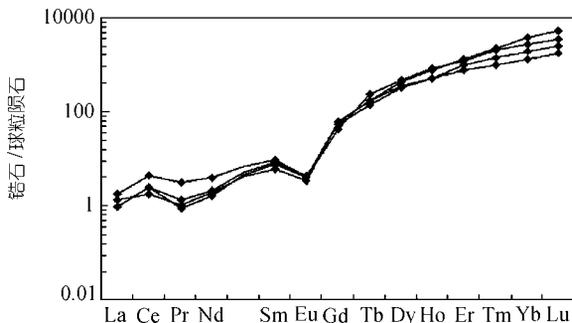


图 18 开放体系中与石榴石共生的变质锆石稀土元素特征^[22]

由于石榴石是各种高级变质岩石中计算温压条件的主要矿物, 如果通过变质锆石和石榴石的微量元素对比分析, 将变质锆石的形成与具体成分的石榴石对应, 可以通过石榴石这一“桥梁”, 将锆石的形成与岩石演化的 $P-T$ 条件对应, 为锆石 U-Pb 年龄的解释赋予更加严格的 $P-T$ 条件限定. 特别是在具有复杂演化历史的变质岩地区, 石榴石本身具有复杂的成分环带(如: 生长环带和退变质环带等), 如何将具有 HREE 相对亏损的变质锆石与石榴石生长阶段对应是一重要课题.

对含石榴石成分相对单一的变质岩石中与石榴石平衡共生的变质锆石和石榴石的微量元素进行系统分析, 计算出石榴石和与之平衡的锆石之间的分配系数, 然后再将这一结果应用到复杂变质样品中, 不失为一个有效方法, 并已在不同的高级变质地体中得到成功的应用^[22,23,28]. 这一方法同样可以用来限制多期生长的变质锆石对应变质岩石不同的演化阶段. Rubatto^[22]首次对Reynolds Range地区的麻粒岩进行了详细的岩相学研究, 发现该样品的麻粒岩相变质增生锆石与石榴石平衡共生, 其中的石榴石主要成分没有明显的分带. 然后对处于平衡状态的变质锆石和石榴石分别进行了微量元素分析, 并计算出了锆石与石榴石之间微量元素的分配系数(图 19(a))^[22]. 这些结果与通过石榴石与硅酸岩熔体及锆石与硅酸岩熔体之间的微量元素分配系数推导出的锆石与石榴石之间的微量元素分配系数类似. 随后, Rubatto^[22]对Alps的Sesia-Lanzo地区石榴石有明显退变质环带的榴辉岩相片岩中的变质锆石和石榴石进行了微区微量元素分析, 结果发现该样品的变质锆石与石榴石核部之间微量元素的分配(MST2a)与平衡分配系数接近; 而变质锆石与边部石榴石之间微量元素的

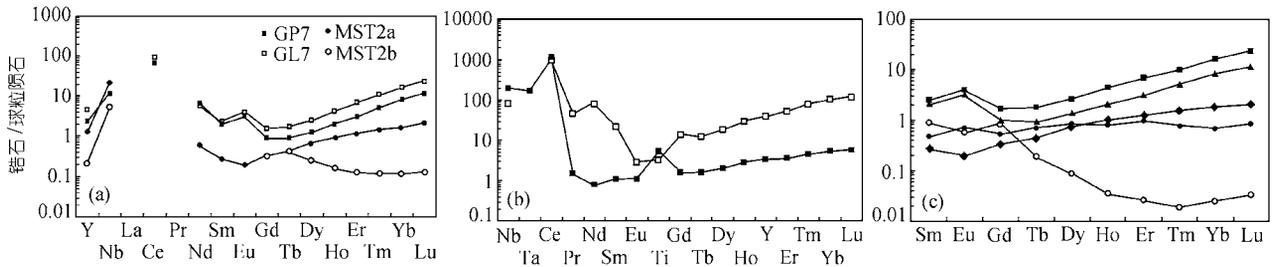


图 19 锆石与石榴石之间微量元素的分配及其地质意义

(a) GP7 和 GL7 为 Reynolds Range 地区麻粒岩中处于变质锆石与石榴石之间微量元素的分配。MST2a 为榴辉岩相变质片岩(MST2)中变质锆石与石榴石核部之间微量元素的分配，MST2b 为变质锆石与石榴石边部之间微量元素的分配；(b) Monviso 地区蛇绿岩地体中榴辉岩脉中锆石与石榴石之间微量元素的分配，空心点为变质锆石与石榴石核部之间的分配，实心点为变质锆石与石榴石边部之间的分配；(c) Lanzo 地区的泥质麻粒岩(PB383)中的变质锆石和石榴石之间微量元素的分配(实心点中正方形、三角形为和菱形分别代表样品 GL7, GP7 和 MST2a 中变质锆石与石榴石之间的分配，圆圈代表 PB383 中变质锆石与石榴石边部之间的分配；而空心圆点为变质锆石与石榴石核部之间的分配)。(a) 引自 Rubatto [22]，(b) 引自 Rubatto 等人 [23]，(c) 引自 Whitehouse 等人 [28]

分配明显偏离已知的分配系数(图 19(a))，据此认为该样品的榴辉岩相变质锆石形成于峰期变质阶段，其 65 Ma 的 U-Pb 年龄对应于榴辉岩相峰期变质时代。

Rubatto 等人 [23] 对西 Alps 的 Monviso 地区蛇绿岩地体的榴辉岩脉样品中的变质锆石和石榴石进行了详细的研究，发现石榴石存在进变质环带，变质锆石与石榴石边部之间的微量元素分配指示它们之间达到平衡，而与石榴石核部之间则没有达到平衡(图 19(b))，因此变质锆石形成于榴辉岩相峰期变质阶段，其 45 Ma 的 U-Pb 年龄为该地区榴辉岩相变质作用的峰期年龄。对 Lanzo 地区的泥质麻粒岩中的锆石和石榴石进行对比研究后发现，该样品的石榴石发育有明显的退变质成分环带，变质锆石与石榴石之间的微量元素分配指示变质锆石与石榴石的边部达到了平衡(图 19(c))，表明该样品的变质锆石形成于退变质阶段 [28]。这一研究结果表明，高压变质岩中变质锆石的形成主要发生在岩石析返过程中从部分熔融的熔体和/或流体中结晶。同时，在复杂的变质岩地区，对石榴石和锆石的微量元素进行对比研究，根据微量元素特征将变质锆石的形成与不同生长阶段的石榴石对应，可以对变质锆石形成条件进行更具体的限定，对获得的锆石年龄给予更加合理的地质解释 [22,23,28]。

混合岩化地区的深熔作用变质增生锆石具有 HREE 明显富集、Ce 正异常和 Eu 负异常明显等特征，与岩浆锆石类似(图 20(a)) [22]。深熔变质锆石稀土元素的组成既可以与原岩锆石非常一致 [22]，也可能比

原岩锆石低 [71]。这可能与部分熔融程度和深熔熔体与残留相之间是否达到平衡有关。Rubatto [22] 对高级变质地体中的变质石英脉中的锆石进行了微量元素研究，发现其稀土元素特征同样与岩浆锆石非常类似(图 20(b))。这两种类型的变质锆石与岩浆锆石在微量元素上的差别主要表现在 Th/U 比值上，它们的 Th/U 比值一般都小于 0.1 [22]。

在变质重结晶过程中，微量元素被不同程度地逐出重结晶锆石的晶格，导致其含量比原岩锆石低(图 21(a)) [30,49,52]。轻稀土在锆石中的稳定性小于重稀土，在重结晶过程中更易被逐出锆石的晶格，所以，变质重结晶锆石的 HREE/LREE 比值一般会高于同一颗粒的原岩锆石 [49]。在同一锆石颗粒内部，重结晶锆石区域与重结晶前锋区域之间的微量元素相对于原岩锆石有互补关系，即原岩锆石的微量元素含量介于变质重结晶锆石与变质重结晶前锋之间(图 21(b)) [49]。在流体参与下的锆石重结晶作用过程中，如果流体主要是起催化剂的作用，而不具体参与变质反应，则锆石的重结晶过程表现为： $(Zr, Hf, Y, HREE, Th)(Si, P)O_4 = (Zr, Hf)SiO_4 + (Y, HREE)PO_4 + (Y, HREE, Th)\text{-silicate}$ [52]。但是，流体中的部分成分也可以影响锆石的微量元素特征。如果流体中富含 Pb，在流体与锆石相互作用过程中，随着锆石中放射成因 Pb 的排除，流体中的 Pb 会进入锆石的晶格中，导致部分与流体作用的锆石具有较高的普通 Pb 含量 [72,73]。在富钙的流体中，重结晶变质锆石比原岩锆石明显富 Ca，且 Ca 含量与重结晶程度(U-Pb 年龄)之

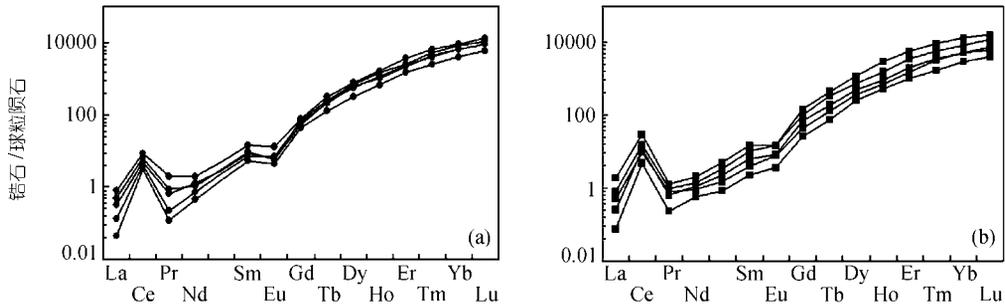


图 20 深熔变质增生锆石和变质石英脉中锆石的稀土元素组成球粒陨石标准化图解
 (a) 深熔变质锆石的稀土元素组成; (b) 变质石英脉中锆石的稀土元素组成. 引自Rubatto^[22]

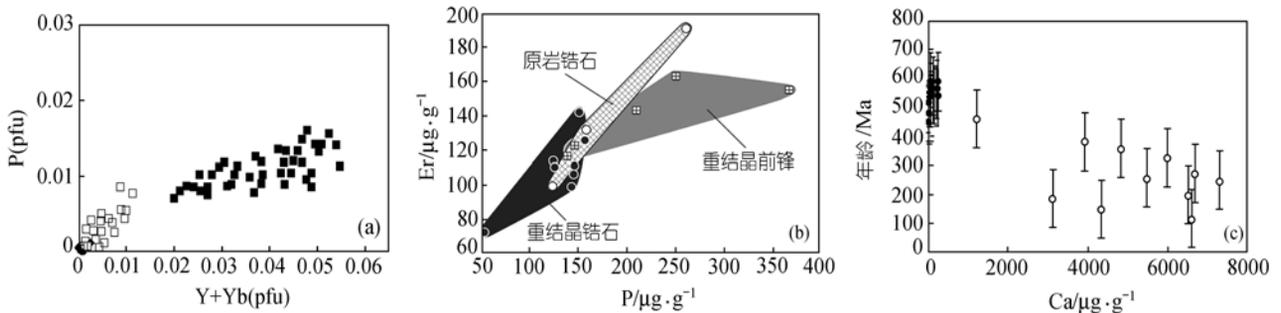


图 21 重结晶锆石的微量元素特征

(a) 锆石的 Y+Yb 和 P 含量图解(实心正方形点为高微量元素含量原岩锆石, 实心菱形点为低微量元素含量原岩锆石, 空心点为高微量元素含量锆石发生重结晶作用形成的重结晶锆石); (b) 重结晶锆石与原岩锆石和重结晶锆石之间的 Er-P 含量图解; (c) 重结晶锆石和原岩锆石年龄和 Ca 含量之间的变化关系(实心点为原岩锆石, 空心点为不同程度重结晶锆石). (a) 引自Tomaschek等人^[52], (b) 引自Hoskin等人^[49], (c) 引自Geisler等人^[48]

间有很好的相关关系(图 21(c))^[48].

3 锆石的包裹体研究

锆石中的包裹体矿物成分研究不但可以很好地指示寄主岩石的演化历史^[74-77], 同时还可以直接有效地制约锆石的形成环境^[14,16]. 不同环境中形成的锆石具有与之对应的包裹体矿物组成. 如Hermann等人^[16]对哈萨克斯坦的Kokchetav超高压地体中的超高压片麻岩和碳酸岩中的锆石进行了CL显微结构观察, 从内到外将锆石分成 4 个不同的区域, 在此基础上对不同锆石区域的矿物包裹体进行详细的研究后发现, 第 1 个区域(核部)的锆石不含包裹体或含有绿泥石和斜长石等低压矿物包裹体, 指示其为原岩残留锆石(图 22(a), (c)); 第 2 区域锆石含有柯石英和金刚石等超高压指示矿物包裹体, 同时含有高硅多硅白云母、高Na和高Al成分的绿辉石、高Mg值的石榴石等, 指示这一锆石区域形成于超高压变质阶段(图 22(a), (c)); 第 3 区域锆石含斜长石和绿泥石等低压矿物, 同时含

有寄主岩石中角闪岩到麻粒岩相变质阶段形成的矿物(如: 黑云母、钾长石和多硅白云母等), 这些包裹体矿物成分指示相应的锆石区域形成于高角闪岩相到麻粒岩相退变质阶段(图 22(b), (d)); 第 4 区域锆石含有钾长石和黑云母等矿物包裹体, 结合其他特征, 其可能形成于低角闪岩相变质阶段(图 22(d)). 这些根据包裹体矿物组成得到的锆石形成环境与通过其他方法(如锆石的微区微量元素分析)得到的结论一致, 充分说明了这一方法的可行性.

但锆石中显微矿物包裹体的成因有时较为复杂, 概括起来主要有以下 3 种成因机制: (1) 锆石在生长时捕获同时形成的包裹体矿物(原生包裹体); (2) 包裹体矿物沿着锆石的微裂隙进入原来存在的锆石中(次生包裹体); (3) 寄主锆石中原来的包裹体矿物发生相变形成新的包裹体矿物^[14,75]. 由于锆石具有很高的矿物稳定性, 锆石捕获了包裹体矿物后, 其矿物成分很难被后期地质作用改造^[75]. 即便是经历超高压变质作用, 残留锆石中的低压矿物成分还可以有

效保存^[16]。这些结果都表明锆石中的矿物包裹体通过第3种机制形成的可能性很小。所以,如何鉴别锆石中的包裹体为原生或次生成因是解决锆石成因问题的关键。如果包裹体矿物沿着微裂隙进入原来存在的锆石中形成次生包裹体,在包裹体矿物的周围一般会留下裂隙愈合的显微结构(图23)。由于包裹体矿物进入锆石过程中,还有可能对通道及包裹体周围的锆石产生不同程度的影响,所以在包裹体矿物周围常常会形成斑杂状的扰动结构^[14,46]。而锆石的原生矿物包裹体周围一般不存在这些结构(图22)^[16,46]。所以,对含包裹体的锆石进行详细的显微结构分析是判断包裹体是原生还是次生成因的有效方法。在已知演化历史的地区,对含矿物包裹体的锆石进行微区定年同样不失为另一判断原生和次生包裹体的有效方法。对含不同期次矿物包裹体的锆石进行微区U-Pb定年,如果得到的年龄与包裹体矿物

指示的地质事件发生的时间一致,也可以证明这些矿物包裹体为原生包裹体;如果得到的年龄大于矿物包裹体指示的地质事件发生的时间,则说明锆石中的矿物包裹体为次生包裹体^[14]。

4 对锆石 U-Pb 年龄的制约

对于结构简单、成因意义明确的锆石(如岩浆锆石),通过对其进行显微结构和化学组成的综合研究,选择未受后期地质作用影响的区域和/或颗粒进行微区定年,可以使年龄结果更加准确合理^[41,52,53]。

在具有复杂演化历史的地区,内部结构复杂的锆石通过微区分析手段(如: LA-ICP-MS 和 SIMS)可以得到多组 U-Pb 年龄。对锆石不同的区域进行系统的内部结构、微量元素特征和包裹体成分的综合研究,给出不同锆石区域的成因机制,可以对这些得到的年龄赋予合理的地质解释。

变质流体活动过程中形成的脉体中的锆石一般具有规则的外形,少有残留核,无分带到明显的面状分带或振荡分带,非常低的Th/U比值(一般<0.1)。通过微量元素和包裹体的研究,可以进一步确定这些变质脉体中锆石的具体形成条件(如绿片岩相、榴辉岩相或蛇纹石化热液蚀变作用)。对这些锆石区域进行U-Pb定年,可以对不同条件下流体活动的时间进行准确的限定^[20,23,46,47]。如Rubatto等人^[23]对Monviso地区蛇绿岩地体的榴辉岩脉样品中的变质锆石进行了详细的显微结构、微量元素和矿物包裹体等方面的研究,并对同一样品的石榴石进行了微量元素的研究,在此基础上对这一样品中的变质锆石进行了SHRIMP微区U-Pb定年。这一样品中锆石的规则外形和无分带到局部存在振荡分带等特征,指示这些锆石形成于变质流体活动期间。这些锆石具有重稀土相对亏损、弱的Eu负异常、低Th/U比值等微量元素特征,且其原生包裹体矿物主要为石榴石和绿辉石,这些研究结果进一步表明这些锆石形成于榴辉岩相变质阶段。通过对锆石和石榴石的微量元素进行对比研究,发现变质锆石形成于榴辉岩相变质峰期阶段。因此,其约45 Ma的U-Pb年龄不但是该榴辉岩脉的形成时间,也是该地区榴辉岩相峰期变质作用的时间。

榴辉岩相变质条件下形成的锆石一般为它形到半自形,无分带、弱分带到扇形分带,大多数情况下有残留岩浆核, Th/U比值较低。这些残留岩浆核对应

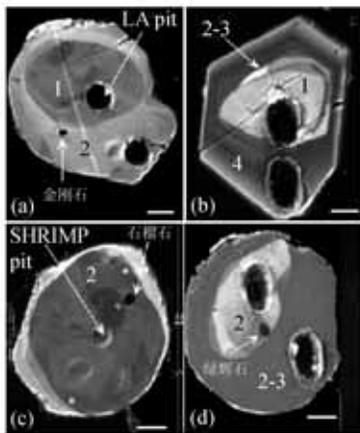


图22 不同变质阶段形成的锆石的 CL 图像和矿物包裹体组成

(a) 残留锆石核(1)和超高压变质增生边(2); (b) 残留锆石核(1)、榴辉岩到麻粒岩相变质增生边(2-3)和角闪岩相变质增生边(4); (c) 超高压变质锆石(2); (d) 超高压变质锆石(2)和榴辉岩到麻粒岩相变质锆石(2-3)。据Hermann等人^[16]

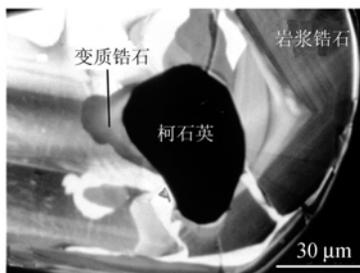


图23 含有次生包裹体的锆石的 CL 照片
据Gebauer等人^[14]

的年龄为榴辉岩的原岩年龄, 变质边部获得的年龄代表了榴辉岩相变质作用的年代。通过对锆石和石榴石的微量元素特征以及锆石中的包裹体矿物成分进行综合研究, 可以将这些榴辉岩相变质锆石的 U-Pb 年龄与这些岩石演化的具体 *P-T* 条件对应起来 [16,20,22,47]。

Hermann 等人 [16] 对哈萨克斯坦的 Kokchetav 超高压地体的超高压片麻岩和碳酸岩中的锆石进行了 CL 显微结构观察、矿物包裹体成分分析、微量元素测定和 SHRIMP 微区 U-Pb 定年。根据锆石显微结构特点, 将这些样品中的锆石从内到外分成 4 个不同的区域, 其中第 1 个区域有较高的微量元素含量和较高的 Th/U 比值, 且没有发现任何高压-超高压变质矿物包裹体, 说明该区域为残留锆石区域, 其 535 ± 9 Ma 的年龄代表了该样品的残留锆石被部分重置的时代或前进变质发生的时间; 第 2 和 3 区域内部结构为无分带到弱分带, 且都具有重稀土相对亏损的稀土配分模式和非常低的 Th/U 比值 (< 0.1), 其中第 2 区域包含有金刚石、柯石英、石榴石和绿辉石等超高压变质矿物包裹体, 指示其形成于超高压变质条件 (压力大于 4.3×10^6 kPa; 温度约为 950 °C), 其 527 ± 5 Ma 的年龄对应于该地区超高压变质作用的峰期变质时代; 第 3 区域中的矿物包裹体为石榴石、黑云母和斜长石等, 表明其形成于麻粒岩相变质条件 (压力约为 1×10^6 kPa, 温度约为 800 °C), 其 528 ± 8 Ma 的年龄代表了麻粒岩相退变质的时代。第 4 区域锆石柱面较为发育, 其包裹体矿物为黑云母和钾长石, 重稀土相对富集, Th/U 比值低于 0.1, 表明该锆石区域形成于角闪岩相变质阶段 ($(9 \pm 2) \times 10^5$ kPa, 650 °C), 其 526 ± 5 Ma 的年龄代表了角闪岩相变质作用发生的时代。根据这些年龄结果对应岩石演化的 *P-T* 条件可以很好地确定该超高压地体的快速抬升历史 (抬升速率为 ≥ 1.8 cm/a)。

麻粒岩相变质条件下形成的锆石一般为等轴状到短柱状, 具有扇形分带、面状分带、云雾状分带或无分带等特征, Th/U 比值较低。对这些形成于麻粒岩相变质作用过程中的变质锆石进行 U-Pb 定年, 可以得到麻粒岩相变质作用的时代 [23,26]。对这些麻粒岩相变质锆石和同一样品中的石榴石的微量元素进行对比研究, 根据微量元素在它们之间的分配可以确定这些麻粒岩相变质锆石形成的具体阶段 (进变质、峰期或退变质阶段) [21,22,24,28]。

角闪岩相变质锆石为半自形, 柱面发育, 弱分带或无分带, Th/U 比值低, HREE 富集, Ce 正异常和 Eu 负异常明显。对这些变质锆石区域进行微区 U-Pb 定年, 可以得到角闪岩相变质作用的准确时代 [16,26]。

混合岩化变质过程中深熔作用形成的锆石一般较自形, 无明显分带到面状分带, 有非常低的 Th/U 比值 (一般 < 0.1), 多数样品中含原岩岩浆核, 微量元素含量与原岩锆石相似或低于原岩岩浆锆石 [22,71]。这种类型变质锆石的 U-Pb 年龄对应于深熔作用发生的时代 [22,42,47]。

经历变质重结晶作用的锆石一般为半自形到自形, 无分带、弱分带或斑杂状分带, 局部有残留的岩浆环带, 有较低的 Th/U 比值。重结晶作用较彻底的均匀变质重结晶锆石区域得到的 U-Pb 年龄代表了变质重结晶发生的时代; 岩浆环带结构清楚、未受变质重结晶作用影响锆石区域的年龄代表了相应岩石的形成年龄 [49,50]。受变质重结晶作用影响的锆石区域, 其年龄的最大值才最有可能代表其形成年龄, 其年龄的最小值最有可能代表重结晶作用发生的时间 [26,49]。Hoskin 等人 [49] 对澳大利亚昆士兰东北部 Georgetown 地区变花岗岩中的锆石进行了详细研究后发现, 这些样品中的锆石在 CL 图像中具有明显的核边结构, 核部锆石有清楚的岩浆环带, 边部锆石岩浆环带不同程度地消失, 但锆石的外形特征与锆石的岩浆环带类似, 部分无或弱分带的边部区域切割核部的岩浆环带。边部和核部锆石具有不同的稀土元素特征和 Th/U 比值, 边部锆石的中稀土含量和 Th/U 比值明显低于核部锆石。这些结果说明核部锆石为原岩岩浆锆石, 边部锆石为变质重结晶作用形成。对这些不同的锆石区域分别进行微区定年, 其中未受变质重结晶作用影响的锆石区域给出了这些样品的原岩年龄, 完全变质重结晶的区域给出了变质重结晶作用发生的时代, 而部分受变质重结晶作用影响的区域则给出了介于原岩形成和变质重结晶作用发生之间的年龄结果。

受热液蚀变作用影响的锆石为半自形到它形, 无分带、弱分带或海绵状分带, 常常具有溶蚀结构或骨架状结构。对受热液蚀变作用影响较为彻底的锆石微区和/或颗粒进行 U-Pb 定年, 可以得到热液蚀变作用发生的准确时代, 对其中没有受热液蚀变作用的锆石区域进行 U-Pb 定年, 可以得到这些岩石的形成年龄 [52,53]。

不同成因的锆石具有其特征的内部结构、微量元素特征和包裹体组成。通过对这些方面的综合研究,可以限定锆石的成因,并进一步为锆石 U-Pb 年龄提供合理的地质解释,为寄主岩石经历各种不同的地质作用提供更加严格的年代学制约。

5 结论

() 不同环境中形成的锆石具有不同的结构类型,通过对锆石的内部结构进行详细研究可以区分锆石的生长期次和不同期次锆石的成因。

() 不同成因锆石具有其特征的微量元素组成。通过锆石与石榴石之间的微量元素对比研究,根据变质锆石与石榴石之间微量元素的配分可以确定含石榴石的高级变质岩中变质锆石形成的具体阶段。

() 锆石中的矿物包裹体组成对相应锆石区域的形成环境可以提供很好的制约。

() 对复杂成因的锆石需进行显微结构、微量元素和包裹体等方面的综合研究,才能对锆石的形成环境进行合理的限定,进而对锆石的 U-Pb 年龄赋予更加合理的地质解释,为寄主岩石的演化历史提供准确的年代学制约。

致谢 感谢高山教授和陈福坤研究员对本文提出的建设性修改意见。本工作受国家自然科学基金(批准号:40303003,40334036)资助。

参 考 文 献

- Lee J, Williams I, Ellis D. Pb, U and Th diffusion in nature zircon, *Nature*, 1997, 390(13): 159~162[DOI]
- Cherniak D J, Watson E B. Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology*, 2000, 172: 5~24[DOI]
- Compston W, Williams I S, Kirschvink J L, et al. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time-scale. *J of Geological Society, London*, 1992, 149: 171~184
- Ireland T R, Williams I S. Considerations in zircon geochronology by SIMS. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 2003, 53: 215~238
- Williams I S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: McKibben M A, Shanks W C, Ridley W I, eds. *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes. Review of Econometical geology*, 1998, 7: 1~35
- 梁细荣, 李献华, 刘永康. 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
- 袁洪林, 吴福元, 高山. 东北地区新生代侵入体的锆石激光探针U-Pb年龄测定与稀土元素成分分析. *科学通报*, 2003, 48(14): 1511~1520[摘要] [PDF]
- Feng R, Machado N, Ludden J. Lead geochronology of zircon by laser-inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS). *Geochim Cosmochim Acta*, 57: 3479~3486
- Fryer D, Jackson S, Longrich H. The application of Laser Ablation Micro -probe-Inductively Couple Plasma Mass Spectrometry (LAM-ICP-MS) to in situ (U)-Pb Geochronology. *Chemical Geology*, 1993, 109: 1~8[DOI]
- Horn I, Rudnick R L, McDonough W F. Precise element and isotope ratio measurement by simultaneous solution nebulisation and laser ablation-ICP-MS: Application to U-Pb geochronology. *Chem Geol*, 2000, 164: 281~301[DOI]
- Kosler J, Sylvester P J. Present trends and the future of zircon in geochronology: Laser ablation ICPMS Zircon. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 2003, 53: 243~271
- Hanchar J M, Hoskin P W O. Zircon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2003, 53: ~
- Müller W. Strengthening the link between geochronology, textures and petrology. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 206: 237~251[DOI]
- Gebauer D, Schertl H P, Brix M, et al. 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira Massif, Western Alps. *Lithos*, 1997, 41: 5~24
- Hacker B R, Ratshbacher L, Webb L, et al. U/Pb zircon ages constrain the architecture of the ultrahigh-pressure Qinling-Dabie Orogen, China. *Earth Planet Sci Lett*, 1998, 161: 215~230
- 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
- Katayama I, Maruyama S, Parkinson C D. Ion micro-probe U-Pb zircon geochronology of peak and retrograde stages of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif, northern Kazakhstan. *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, 188: 185~198
- Mojzsis S J, Harrison T M, Pidgeon R T. Oxygen isotope evidence from ancient zircons for liquid water at the earth's surface 4,300 Myr ago. *Nature*, 2001, 409: 178~181
- Rubatto D, Gebauer D, Fanning M. Jurassic formation and Eocene subductions for the geodynamic evolution of the Central and Western Alps. *Contrib Mineral Petrol*, 1998, 132: 269~287
- Rubatto D, Gebauer G, Compagnoni R. Dating of eclogite-facies zircons: The age of Alpine metamorphism in the Sesia-Lanzo Zone (Western Alps). *Earth and Planetary Science Letters*, 1999, 167: 141~158
- Rubatto D, Williams I S. Imaging, trace element geochemistry and mineral inclusions: Linking U-Pb ages with metamorphic conditions. *EOS*, 2000, 21: 25
- Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, 2002, 184: 123~138
- Rubatto D, Hermann J. Zircon formation during fluid circulation in eclogites (Monviso, Western Alps): Implications for Zr and Hf budget in subduction zones. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2003, 67(12): 2173~2187
- 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
- 25 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[DOI]
- 26 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[DOI]
- 27 Whitehouse M J, Kamber B S. On the overabundance of light rare earth elements in terrestrial zircons and its implication for Earth's earliest magmatic differentiation. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 204: 333~346[DOI]
- 28 Whitehouse M J, Platt J P. Dating high-grade metamorphism-constraints from rare-earth elements in zircons and garnet. *Contrib Mineral Petrol*, 2003, 145: 61~74
- 29 Wilde S A, Valley J W, Peck W H, et al. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago. *Nature*, 2001, 409: 175~178[DOI]
- 30 Pidgeon R T, Nemchin A A, Hitchen G J. Internal structures of zircons from Archaean granites from the Darling Range batholith: Implications for zircon stability and the interpretation of zircon U-Pb ages. *Contrib Mineral Petrol*, 1998, 132: 288~299[DOI]
- 31 Nasdala L, Wenzel M, Vavra G, et al. Metamictisation of natural zircon: Accumulation versus thermal annealing of radioactivity-induced damage. *Contrib to Mineral and Petrol*, 2001, 141: 125~144
- 32 Hanchar J M, Miller C F. Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: Implications for interpretation of complex crustal histories. *Chemical geology*, 1993, 110: 1~13[DOI]
- 33 Hanchar J M, Rudnick R L. Revealing hidden structures: The application of cathodoluminescence and back-scatter electrical imaging to dating zircons from lower crustal xenoliths. *Lithos*, 1995, 36: 289~303[DOI]
- 34 Crofu F, Hanchar J M, Hoskin P W O, et al. Atlas of zircon textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2003, 53: 469~495
- 35 Rubatto D, Gebauer D. Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by IOM Microprobe: Some examples from the western Alps. *Cathodoluminescence in Geoscience*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Germany, 2000, 373~400
- 36 Hoskin P W O, Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 2003, 53: 27~55
- 37 Belousova E, Griffin W, Pearson N J. Trace element composition and cathodoluminescence properties of southern African kimberlitic zircons. *Mineral Mag*, 1998, 62: 355~366[DOI]
- 38 Konzett J, Armstrong R A, Sweeny R J, et al. The timing of MARID metasomatism in the Kaapvaal mantle: An ion probe study of zircons from MARID xenoliths. *Earth Planet Sci Lett*, 1998, 160: 133~145[DOI]
- 39 Guo J, O'Reilly S Y, Griffin W L. Zircon inclusions in corundum megacrystals: 1. Trace element geochemistry and clues to the origin of corundum megacrystals in alkali basalts. *Geochem Cosmochim Acta*, 1996, 60: 237~269
- 40 Upton B G J, Hinton R W, Aspen P, et al. Megacrysts and associated xenoliths: Evidence for migration of geochemically enriched melts in the upper mantle beneath Scotland. *J Petrol*, 1999, 40: 935~956[DOI]
- 41 赵子福, 郑永飞, 魏春生, 等. 大别山沙村和椒子岩基性-超基性岩锆石 U-Pb 定年、元素和碳氧同位素地球化学研究. *高校地质学报*, 2003, 9(2): 139~171
- 42 Keay S, Lister G, Buick I. The timing of partial melting, Barrovian metamorphism and granite intrusion in the Naxos metamorphic core complex, Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Tectonophysics*, 2001, 342: 275~312[DOI]
- 43 Roberts M, Finger F. Do U-Pb zircon ages from granulites reflect peak metamorphic conditions? *Geology*, 1997, 25(4): 319~322[DOI]
- 44 Bingen B, Austrheim H, Whitehouse M. Ilmenite as a source for zirconium during high-grade metamorphism? Textural evidence from the Caledonides of Western Norway and implications for zircon geochronology. *J Petrol*, 2001, 42(2): 355~375[DOI]
- 45 Fraser G, Ellis D, Eggins S. Zirconium abundance in granulite-facies minerals, with implications for zircon geochronology in high-grade rocks. *Geology*, 1997, 25(7): 607~610[DOI]
- 46 Dubinska E, Bylinab P, Kozłowska A, et al. U-Pb dating of serpentinization: Hydrothermal zircon from a metasomatic rodingite shell (Sudetic ophiolite, SW Poland). *Chemical Geology*, 2004, 203: 183~203[DOI]
- 47 Liati A, Gebauer D. Constraining the pregrade and regrade P-T path of Eocene HP rocks by SHRIMP dating difference zircon domain: Inferred rate of heating-burial, cooling and exhumation for central Rhodope, northern Greece. *Contrib Mineral Petrol*, 1999, 135: 340~354[DOI]
- 48 Geisler T, Ulonska M, Schleicher H, et al. Leaching and differential recrystallization of metamict zircon under experimental hydrothermal conditions. *Chemical Geology*, 2001, 141: 53~65
- 49 Hoskin P W O, Black L P. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *J Metamorphic Geol*, 2000, 18: 423~439[DOI]
- 50 Pidgeon R T. Recrystallisation of oscillatory-zoned zircon: Some geochronological and petrological implications. *Contrib Mineral Petrol*, 1992, 110: 463~472
- 51 Rizvanova N G, Lenchenkov O A, Belous A E, et al. Zircon reaction and stability of the U-Pb isotope system during the interaction with carbonate fluid: Experimental hydrothermal study. *Contrib Mineral Petrol*, 2000, 139: 101~134[DOI]
- 52 Tomaschek F, Kennedy A K, Villa I M, et al. Zircons from Syros, Cyclades, Greece-recrystallization and mobilization of zircon during high-pressure metamorphism. *Jour of Petrology*, 2003, 44(11): 1977~2002[DOI]

- 53 Liati A, Gebauer D, Wysoczanski R. U-Pb SHRIMP-dating of zircon domains from UHP garnet-rich mafic rocks and late pegmatoids in the Rhodope zone (N Greece): Evidence for Early Cretaceous crystallization and Late Cretaceous metamorphism. *Chem Geology*, 2002, 184: 281~299[DOI]
- 54 Möller A, O'Brien P J, Kennedy A, et al. Linking growth episodes of zircon and metamorphic textures to zircon chemistry: An example from the ultrahigh-temperature granulites of Rogaland (SW Norway). *EMU Notes in Mineralogy*, 2003, 5: 65~82
- 55 Mezger K, Krogstad E J. Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: An evaluation. *J metamorphic Geol*, 1997, 15: 127~140
- 56 Rowley D B, Xue F, Tucker R D. Ages of ultrahigh pressure metamorphism and protolith orthogneisses from the eastern Dabie Shan: U/Ph zircon geochronology. *Earth and Planet Science Letters*, 1997, 151: 191~203[DOI]
- 57 Mojzsis S J, Harrison T M. Establishment of a 3.83-Ga magmatic age for the Akilia tonalite (southern West Greenland). *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 202: 563~576[DOI]
- 58 吴元保, 陈道公, 夏群科, 等. 大别山黄镇榴辉岩锆石的微区微量元素分析: 榴辉岩相变质锆石的微量元素特征. *科学通报*, 2002, 47(11): 859~863[摘要] [PDF]
- 59 Gebauer D A. P-T-t Path for an(Ultra-?)High-Pressure Ultramafic-Mafic Rock-Association and Its Felsic Country-Rocks Based on SHRIMP—Dating of Magmatic and Metamorphic Zircon Domains. Example: Alpe Arami(Central Swiss Alps). In: *Earth Processes Reading the Isotopic Code*, 1996, Geophysical Monograph 95: 307~329
- 60 Hidaka H, Shimizu H, Adachi M. U-Pb geochronology and REE geochemistry of zircons from Palaeoproterozoic paragneiss clasts in the Mesozoic Kamiaso conglomerate, central Japan: Evidence for an Archean provenance. *Chem Geol*, 2002, 187: 278~293
- 61 Belousova E, Suzanne G W, Fisher Y. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib Mineral Petrol*, 2002, 143: 602~622
- 62 Hermann J. Allanite: Thorium and light rare earth element carrier in subducted crust. *Chemical Geology*, 2002, 192: 289~306[DOI]
- 63 Nozhkin A D, Turkina O M. Radiogeochemistry of the charnokite-granulite complex, Sharyzhgaysk Window, Siberian Platform. *Geochem Int*, 1995, 32: 62~78
- 64 Rollinson H R, Windley B F. Selective elemental depletion during metamorphism of Archean granulites. *Contrib. Mineral Petrol*, 1980, 72: 257~263
- 65 Hoskin P W O, Ireland T. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology*, 28(7): 627~630
- 66 Peck W H, Valley J, Wilde S. Oxygen isotope ratios and rare earth elements in 3.3 to 4.4 Ga zircons: Ion microprobe evidence for high $\delta^{18}\text{O}$ continental crust and oceans in the Early Archean. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2001, 65(22): 4215~4229[DOI]
- 67 Valley J W, Peck W H, King E M. A cool early Earth. *Geology*, 2002, 30: 351~354[DOI]
- 68 吴元保, 陈道公, 夏群科, 等. 大别山黄土岭麻粒岩中锆石 LAM-ICPMS微区微量元素分析和Pb-Pb定年. *中国科学, D辑*, 2003, 33(1): 20~28[摘要] [PDF]
- 69 Rubatto D, Liati A, Gebauer D. Dating UHP metamorphism. *EMU Notes in Mineralogy*, 2003, 5: 341~363
- 70 Rudnick R, Barth M, Horn I. Rutile-bearing refractory eclogites: Missing link between continents and depleted mantle. *Science*, 2000, 287: 278~281[DOI]
- 71 Whitehouse M. Combing in Situ Zircon REE and U-Th-Pb Geochronology: A Petrogenetic Dating Tool. *Journal of Conference Abstracts*, 2000, 5(2): 1086
- 72 Pidgeon R T, O'neil J R, Silver R T. The interdependence of U-Pb stability, crystallinity and external conditions in natural zircons —an early experimental study. *Leon T Silver 70th Birthday Symposium and Celebration*, 1995, Extend Abstract: 225~231
- 73 Watson B, Cherniak D J, Hancher J M, et al. The incorporation of Pb into zircon. *Chem Geol*, 1997, 141: 19~33[DOI]
- 74 Liu F, Xu Z, Katayama I. Mineral inclusions in zircons of para- and orthogneiss from pre-pilot drillhole CCSD-PP1, Chinese Continental Scientific Drilling Project. *Lithos*, 2001, 59: 199~215[DOI]
- 75 Liu J, Ye K, Maruyama S. Mineral inclusions in zircon from gneisses in the Ultrahigh-pressure zone of the Dabie Mountains, China. *Journal of Geology*, 2001, 109: 523~535[DOI]
- 76 Tabata H, Yamauchi K, Maruyama S. Tracing the extent of a UHP metamorphic terrane: Mineral-inclusion study of zircons in gneisses from the Dabie Shan. In: Hacker B, Liou J, eds. *When Continents Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultra-high-pressure Rocks*. Kluwer: Dordrecht, 1998. 261~274
- 77 Ye K, Yao Y, Katayama I. 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*, 2000, 52: 157~164[DOI]

(2004-03-19 收稿, 2004-06-09 收修改稿)