

一、基本原理

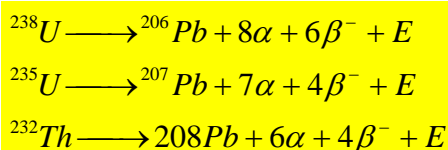
1、锆石的物理性质

锆石的主要成分是硅酸锆，化学分子式为 $Zr[SiO_4]$ ，除主要含锆外，还常含铪、稀土元素、铌、钽、钍等。由于锆石常含有 Th、U，故测定锆石中的 Th/U 的含量的由它们脱变而成的几种铅同位素间的比值以及它们与 U 的比值，可测定锆石及其母岩的绝对年龄。由于 Pb 同位素很难进入锆石晶格，锆石结晶时的 U 与 Pb 发生强烈分馏，因此锆石是良好的 U-Pb 同位素定年。此外，越来越多的研究表明，锆石环带状增生的形象十分普遍，结合微区定年法就可以反映与锆石生长历史相对应的地质演化过程。锆石同时还是很可靠的“压力仓”，能够保存来自其母岩或早期变质作用的包裹物。

锆石晶体呈四方双锥状、柱状、板状。锆石颜色多变，与其成分多变有关；玻璃至金刚光泽，断口油脂光泽；透明至半透明。解理不完全；断口不平坦或贝壳状。硬度 7.5-8。相对密度 4.4-4.8，性脆。当锆石含有较高量的 Th、U 等放射性元素时，据放射性，常引起非晶质化，与普通锆石相比，透明度下降；光泽较暗淡；相对密度和相对硬度降低；折射率下降且呈均质体状态。锆石按成因分为高型锆石和低型锆石。宝石学中依据锆石中放射性元素影响折光率、硬度、密度的程度将它分为“高型”、“中间型”、“低型”三种。锆石属四方晶系。晶体形态呈四方柱和四方双锥组成的短柱状晶形，集合体呈粒状。强的晶格能和对 Pb 的良好保存性，丰富的、可精确分析的 U 含量和低的、可忽略的普通 Pb 含量是其特点。锆石 U-Pb 体系是目前已知矿物同位素体系封闭温度最高的，锆石中 Pb 的扩散封闭温度高达 900℃，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。另外，锆石中含有较高的 Hf 含量，大多数锆石中含有 0.5—2% 的 Hf，而 Lu 的含量较低，由 ^{176}Lu 衰变成的 ^{176}Hf 极少。因此，锆石的 $^{176}\text{Hf}/^{176}\text{Lu}$ 可以代表锆石形成时的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 初始比值，从而为讨论其成因提供重要信息。

2、锆石 U-Pb 定年原理

自然界 U 具有 3 个放射同位素，其质量和丰度分别是： ^{238}U (99.275%)， ^{235}U (0.720%)， ^{234}U (0.005%)。 ^{234}U 是 ^{238}U 衰变的中间产物。 ^{238}U 和 ^{235}U 通过一系列中间子体产物的衰变，最后转变成稳定同位素 ^{206}Pb 和 ^{207}Pb 。Th 只有一个同位素 ^{232}Th ，属放射性同位素。自然界存在的其他 U、Th 同位素都是短寿命的放射性同位素，数量极微。 ^{238}U 、 ^{235}U 、 ^{232}Th 衰变反应如下：



^{206}Pb 和 ^{207}Pb 的衰变常数分别为 $\lambda_{238}=1.55125 \times 10^{-10} \text{a}^{-1}$ ， $\lambda_{235}=9.8485 \times 10^{-10} \text{a}^{-1}$ 。Pb 有四种同位素： ^{204}Pb 、 ^{206}Pb 、 ^{207}Pb 、 ^{208}Pb ，都是稳定同位素，其中仅 ^{204}Pb 是非放射成因铅，其余 3 个同位素既有放射成因组分，又有非放射成因组分，它们分别是 ^{238}U 、 ^{235}U 、 ^{232}Th 衰变一系列衰变后的最终产物。U-Pb 年龄测定基于 ^{238}U 和 ^{235}U 放射同位素的衰变过程，其年龄可以用下面公式计算：

$$t = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln \left[\left(\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}} \right) + 1 \right] \quad (1)$$

$$t = \frac{1}{\lambda_{235}} \ln \left[\left(\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}} \right) + 1 \right] \quad (2)$$

式中： $^{206}\text{Pb}^*$ 和 $^{207}\text{Pb}^*$ 分别代表研究系统 ^{238}U 和 ^{235}U 衰变产生的Pb的原子数。利用

$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ 分别代表研究系统 ^{238}U 和 ^{235}U 衰变产生的Pb的原子数。利用 $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ 比值也可以计算年龄。

如果公式（1）和（2）满足下面条件，又两式计算的年龄 t 是矿物或岩石样品的年龄，并且两个年龄值相同。

- 1) 衰变常数已精确测定；
- 2) 初始Pb同位素比值已知，或可以忽略不计；
- 3) 样品自形成后保持封闭系统。

对于大多数样品，条件3）很难满足。如果样品自形成后保持封闭系统，由 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 计算的年龄相同，在 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}-^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 图上，他们位于协和线（一致线）上。如果母、子体有样品丢失或获得，它们将偏离协和线或一致线。对于一组具有共同成因、不同程度Pb丢失的样品，他们将在 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}-^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 图上形成一条直线，即不一致线。该县与一致线的上交点年龄一般代表样品形成时的年龄，下交点年龄的意义比较复杂，有可能使样品遭受变质时的时间。上、下交点年龄的解释相当复杂，与样品的类型、产出的地质情况有关系。

U-Pb 衰变体系以双重衰变为特征：铀的两个放射性同位素 ^{235}U 和 ^{238}U 以不同衰变速率分别衰变成铅的两个稳定同位素 ^{207}Pb 和 ^{206}Pb 。除了可以从测定 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 和 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 比值计算地质年龄外，还可以测定 $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 比值计算另一年龄。一个地质样品可以同时获得三个不同的年龄，可以进行结果可靠性的检验，进行体系内部的自检和校正。若三组年龄一致，表明锆石中 U-Pb 体系启动后，一致保持封闭，没有发生铀和铅的得失，年龄结果是协和的。

根据U—Pb同位素分析可以获得三组年龄： $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ， $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ，和 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ，通过对比可获得更可信的年龄数据。因此，锆石U—Pb法，尤其是单颗粒锆石U—Pb法(如同位素稀释法、逐层蒸发法、离子探针质谱法和激光探针一等离子质谱法等)，是当今最重要的一种同位素定年方法。在理想的情况下，即锆石成因单一，自形成以来始终对U—Pb体系保持封闭，没有发生放射成因铅的丢失或铀的获得，那么三组年龄完全一致，或者在误差范围内完全一致。但目前的研究表明，在大多数情况下，三组年龄往往不一致，它们或者是 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} > ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (反映放射成因铅丢失或铀获得)，或者相反，是 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} > ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} > ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (反映铀丢失或放射成因铅获得)。在常规锆石U—Pb法中，由于使用的锆石颗粒达数十至数百颗，因而三组年龄的不一致往往归因于不同成因锆石的混合，如壳源型花岗岩中岩浆锆石与继承锆石之间的混合，变质岩中原生锆石与增生变质锆石或变质锆石之间的混合等。但在单颗粒锆石U—Pb法中，即使是当前最先进的离子探针质谱法测定的三组年龄，也往往存在不一致(罗镇宽等，2001；李献华等，2002；Zhou et al.，2002)。这表明，导致锆石三组年龄的不一致的原因可能主要不是不同成因锆石之间的混合，而是因锆石封闭体系破坏而使其中的放射成因铅(或铀)发生不同程度丢失或获得引起的。根据现有文献资料，导致锆石中放射成因铅(或铀)发生丢失或获得的主要机制包括以下几个方面：1 锆石的蜕晶化作用；2 重结晶作用；3 扩散作用；4 增生作用；由于自然界地质情况极为复杂，所获得的三组年龄在大多数情况下往往是不一致的。这里，可能存在两种情况：

- (1)虽然不同锆石颗粒的三组年龄之间存在不一致，但其中有一个或几个锆石颗粒的三组年龄是一致的。在这种情况下，应取其中谐和的一组年龄代表锆石的形成时间。
- (2)不仅不同锆石颗粒的同一组年龄不一致，而且同一锆石颗粒的三组年龄也不一致。在这

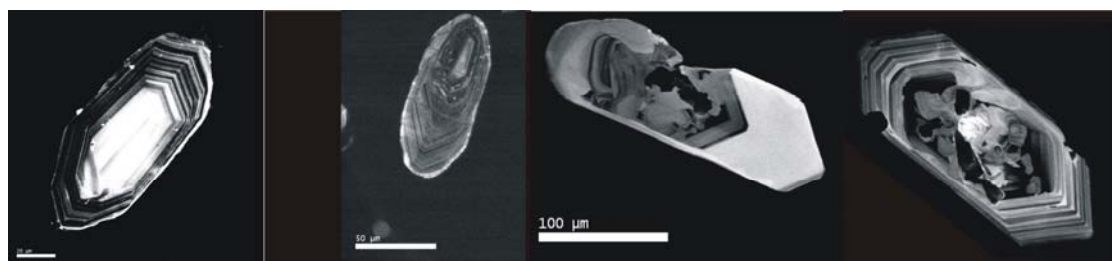
种情况下,应采用谐和图处理才能获得可信的年龄值。所谓谐和图是指一组同源、同时形成遭受同时期地质作用而发生不同程度铅丢失、铀获得或铀丢失、铅获得的各锆石数据点,将拟合成一条直线,即不一致线。不一致线与谐和曲线相交,可以得到两个交点。在一般情况下,上交点代表锆石结晶年龄,下交点则代表后期叠加的地质事件的年龄,亦即导致锆石丢失铅(或获得铅)的时间。

3、岩浆锆石和变质锆石的区分

岩浆锆石一般具有特征的岩浆振荡环带,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)低温条件下微量元素的扩散速度慢,以便形成较窄的岩浆环带。岩浆锆石还可能出现扇形分带的结构,这种扇形分带结构是由于锆石结晶时外部条件的变化导致各晶面的生长速度不一致造成的。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。

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以下五种机制:(1)深熔过程中从熔体中结晶;(2)固相矿物分解产生的 Zr 和 Si, 成核和结晶;(3)从变质流体中结晶;(4)原岩锆石的变质重结晶作用;(5)热液蚀变作用的对原有锆石的淋滤和溶蚀。因此,变质锆石的形成既可以是变质过程中新生成的锆石,又可以是变质作用对岩石中原有锆石不同程度的改造,其中变质增生锆石既可以形成独立的新生颗粒,还可以在原有锆石基础上形成变质新生边。此外,锆石的脱晶质化或脱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。

岩浆锆石形成于基本可自由生成的岩浆悬浮环境、通常结晶为自形--半自形的柱状、双锥状, CL 图像揭示其内部通常具有与晶体生长边界基本一致的岩浆振荡环带结构,振荡环带的宽度与锆石结晶时熔浆的温度、元素扩散速率相关,高温条件下常常形成较宽的结晶环带,如橄长石、辉长石中的锆石;花岗岩等结晶温度相对低的中酸性岩中结晶锆石的振荡环带通常窄而密。变质锆石是变质作用过程中矿物分解产生的 Zr、Si 重新结晶或在变质流体作用下形成的锆石,即它们都是具有复杂结构的锆石,可具有浑圆形、它形、半自形、自形等多种晶体形态,且变质增生和变质重结晶的形成机理时期内不多呈现无分带,弱分带,云雾状分带、扇形分带、冷杉叶状分带、面状分带、斑杂状分带、海绵状分带和流动状分带。样品中的典型的岩浆锆石和变质锆石:



(1) 岩浆锆石 (2) 扇形变质锆石 (3) 变质锆石增生边 (4) 含包体锆石